

Paul Niggli

Lehrbuch der Mineralogie

Lehrbuch der Mineralogie

von

Dr. P. Niggli,

Professor der Mineralogie und Petrographie
an der Eidg. Technischen Hochschule und an der Universität Zürich

II: Spezielle Mineralogie

unter besonderer Mithilfe von

Dr. L. Weber,

Professor der Mineralogie und Petrographie an der Universität Freiburg i. d. Schweiz

Zweite Auflage

Mit 330 Figuren im Text

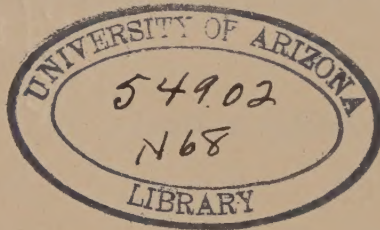
Berlin

Verlag von Gebrüder Borntraeger

W 35 Schöneberger Ufer 12a

1926

Alle Rechte,
insbesondere das Recht der Übersetzung in fremde Sprachen, vorbehalten
Copyright 1926 by Gebrüder Borntraeger in Berlin



Vorwort

Die spezielle Mineralogie, der dieser Teil des dreibändigen Lehrbuches der Mineralogie im weiteren Sinne (Allgemeine Kristallographie und Mineralogie, spezielle Mineralogie, Gesteins- und Minerallagerstättenlehre) gewidmet ist, nimmt in allen Lehrbüchern unserer Disziplin einen hervorragenden Platz ein. Weshalb der Verfasser in der zweiten Auflage seines Lehrbuches es dennoch gewagt hat, den meisterhaften Darstellungen einen neuen und neuartigen Versuch gegenüberzustellen, bedarf daher einer besonderen Rechtfertigung.

Wenn heute ein Studierender der Mineralogie oder Geologie die einführenden kristallographischen und mikroskopisch-petrographischen Praktika absolviert, muß er Spezialbücher oder Handbücher von Anfang an zu Rate ziehen. Es hat dies seinen Grund in dem Umstande, daß den Beschreibungen der wichtigsten Mineralien, die zu kristallographischen Untersuchungen benutzt werden oder die als Gesteinsbildner dem Mikroskopiker auf Schritt und Tritt begegnen, kristallographische und physikalische (insbesondere optische) Daten nur in ungenügendem Maße beigegeben wurden. Zweierlei ist wohl dafür verantwortlich zu machen: erstens die Neuheit der Anwendung genauer physikalischer Bestimmungsmethoden, zweitens der Brauch, möglichst viele Mineralarten, wichtige und unwichtige, anzuführen, wobei eine einigermaßen eingehende Behandlung zu einem eigentlichen Handbuch führen müßte. Dem Verfasser schien nun ein Lehrbuch der speziellen Mineralogie mittleren Umfanges wünschenswert, das darnach strebt, folgende Eigenschaften zu besitzen:

1. Es sollen in der Hauptsache nur relativ wichtige Mineralgruppen zur Behandlung kommen.
2. Sowohl in morphologischer als in kristallographischer Beziehung soll die Beschreibung dieser Mineralgruppen so ausführlich sein, daß sie als Grundlage für Untersuchungen in den einzelnen Praktika dienen kann.
3. An physikalischen und physikochemischen Daten soll soviel beigegeben werden, daß der Kristallphysiker sich über die verschiedenen Eigenschaften der leicht zugänglichen natürlichen Kristallarten orientieren kann. Die ausgezeichneten physikalischen Tabellenwerke enthalten ja das Material nach Eigenschaften und nicht nach Kristallarten geordnet.

Ein derartiges Lehrbuch hat naturgemäß die Handbücher nicht zu ersetzen, allein es vermag in manchen einfacheren Fällen einen ersten und vielleicht ausreichenden Rat zu geben. Es hat, sofern es sich einbürgert, den Vorteil, bei Neuauflagen die Fortschritte rasch berücksichtigen zu können. Dadurch und durch die von selbst sich ergebende kürzer gefaßte Darstellung (es strebt ja nicht nach Vollständigkeit) bietet es sogar gewisse Vorteile. Die Vereinigung makroskopischer Kennzeichenlehre mit morphologischer und physikalischer Betrachtungsweise auf wenigen Seiten pro Mineralgruppe ist zudem recht eigentlich erwünscht, da ja bei der praktischen Anwendung nie auf einen Faktor allein abgestellt werden darf.

Dennoch hätte sich der Verfasser wohl kaum zu dem vorliegenden Versuch entschlossen, wenn ihm nicht ein weiteres Bedürfnis recht dringend geschienen hätte. Jeder Hochschullehrer steht vor der Frage, nach welchen Gesichtspunkten er die spezielle Mineralogie erläutern soll. Die Großzahl der Lehrbücher bevorzugt die Systematik nach dem Chemismus. Diese Art der Darstellung berührt sich jedoch mit derjenigen, die der anorganische Chemiker anzuwenden hat, sie hat nichts spezifisch Mineralogisches an sich. Selbstverständlich muß der Mineraloge in dieser Hinsicht den Stoff einteilen und überblicken können, allein eine Notwendigkeit, auch die Behandlung im einzelnen nach diesen Gesichtspunkten zu richten, liegt nicht vor. Im ersten Band des Lehrbuches der Mineralogie (2. Auflage, 1924) ist auf mehr als 150 Seiten die Kristallchemie nach den Beziehungen der Isomorphie, Isotypie und des Polymorphismus abgehandelt worden. Es wurde in eingehender Weise gezeigt, wie die Kristallstruktur durch die Raumbeanspruchung, die Eigensymmetrie und die Deformierbarkeit (Polarisierbarkeit, bezw. Molekularrefraktion) der Bausteine bedingt ist. Diese Betrachtungsweise, deren Vorläufer weit zurückreichen, bietet sehr große Vorteile, sie liegt beispielsweise auch den neuerdings (1926) erschienenen wichtigen Arbeiten von *V. M. Goldschmidt* zugrunde. Als Haupteinteilung für eine spezielle Mineralogie eignet sie sich deshalb nicht, weil an den wichtigsten Mineralien nur relativ wenige Elemente beteiligt sind, so daß die über das ganze periodische System sich erstreckenden Gesetzmäßigkeiten nicht zur Geltung kommen würden. Mir scheint, daß diese fundamentalen Erörterungen der „Allgemeinen Mineralogie“ vorbehalten bleiben müssen.

Der neueren Entwicklung der Mineralogie würde es entsprechen, wenn physikalisch-chemische oder mineralparagenetische Gesichtspunkte in den Vordergrund gestellt würden. Der Verfasser steht sicherlich nicht im Verdacht, derartige Beziehungen in ihrer Bedeutung zu unterschätzen. Allein ihm scheint es undenkbar, auf dieser Grundlage einen geschlossenen Aufbau für die spezielle Mineralogie zu erhalten.

Die Komplexheit und Variabilität der natürlichen physikalisch-chemischen Systeme und Paragenesen verunmöglichen den einfachen Aufbau einer darauf gegründeten Systematik der Mineralien. Wie die spezielle Mineralogie die allgemeine Mineralogie voraussetzt, so die Minerocoenologie die Kenntnis der Einzelmineralien. So verlockend es ist, in der speziellen Mineralogie die paragenetischen Beziehungen und die Entstehungsweisen in den Vordergrund zu rücken, so wenig befriedigend ist dieses Vorgehen auf die Dauer. Die Lehre von der Bildung und Vergesellschaftung der Mineralien ist von so großer Bedeutung, daß sie in anschaulicher Weise nur als Ganzes und für sich behandelt werden darf, nachdem die Kenntnisse der allgemeinen Gesetzmäßigkeiten und der individuellen Mannigfaltigkeit erworben sind.

Deshalb versucht der Verfasser in diesem Lehrbuch ganz andere Wege einzuschlagen. Steht im Mittelpunkt der „Allgemeinen Mineralogie“ die Kristallstruktur, das Innergestaltliche der Mineralien, so beherrscht die vergleichende äußere Morphologie den zweiten Band. Die vorliegende spezielle Mineralogie ist in ihrem Aufbau und ihrer Anlage etwas durchaus Neues, das unzweifelhaft zunächst auf Widerspruch stoßen wird. Daß es jedoch gelingt, auf diese Weise den etwas spröden Stoff der beschreibenden Mineralkunde von Anfang bis Ende lebendig zu gestalten, wird die Erfahrung jedem zeigen; daß neue Erkenntnisse, neue Problemstellungen durch diese Behandlung entstehen, wird dieser erste, recht unvollkommene Versuch selbst dartun.

An und für sich ist die vergleichende Kristallmorphologie so alt wie die wissenschaftliche Kristallographie. Sehr vieles verdankt sie dem genialen, leider zu früh verstorbenen, russischen Mineralogen *Fedorow*, vieles auch den Arbeiten von *V. Goldschmidt* und *H. Baumhauer*, um nur zwei repräsentative Forscher unserer Zeit zu nennen. Und doch, wer einmal versucht hat, aus der Literatur sich ein Bild zu formen über die morphologisch typischen Züge einer Kristallart, weiß, wie schwer ihm das fiel. Die Erkenntnis, daß die morphologischen Charakteristika einer Kristallart eine ebenso prägnante und präzise Darstellung benötigen wie die physikalischen und chemischen Kennzeichen, muß erst Boden fassen. An dieser Entwicklung mitzuhelfen, ist Zweck und Ziel dieses Buches. Dem einzelnen ist es unmöglich, ein Werk zu schaffen, das der großen Mannigfaltigkeit gerecht wird, die schon die wichtigsten der Mineralien darbieten. Der größte Erfolg dieses Lehrbuches wäre der, wenn bereits in einer nächsten Auflage auf Grund der Forschungen in der angezeigten Richtung eine wesentlich verbesserte und schärfere Formulierung erfolgen könnte. Sollte es heute schon möglich gewesen sein, in vielen Fällen die Hauptzüge richtig darzustellen, so gebührt der Dank den unermüdlichen Kristallo-

graphen, die in peinlich genauer Beschreibung die ihnen lieb gewordenen Mineralien charakterisierten. Ein Werk, wie der „Kristallatlas“ von V. Goldschmidt, war Vorbedingung für den Versuch, typische Habitusbilder und kennzeichnende Dreiecksprojektionen der Mineralien von der Art derer zu schaffen, die diesem Lehrbuch beigegeben sind. Allein in der Herstellung dieser Figuren, deren richtige Ausführung in aufopfernder Weise mein lieber Kollege, Herr Prof. Dr. Leonhard Weber, überwachte, steckt eine Unmenge von Arbeit (allein ca. 1600 Kristallzeichnungen!). Alle Kristallzeichnungen entstammen Spezialarbeiten, einige sind umgezeichnet, in den meisten Fällen wurden jedoch, auch auf die Gefahr hin, durch die verschiedene Darstellungsart ein etwas unruhiges Gesamtbild zu erhalten, die Originalfiguren unverändert gelassen. Die Bezeichnungen der Flächen sind indessen, im Gegensatz zum Kristallatlas, einheitlich durchgeführt. Was jetzt oft etwas wahllos gruppiert und zusammengestellt erscheint, ist die Frucht langer Studien und Überlegungen. Aber auch diese Bilder sind nur ein erster Versuch; das Ziel, den morphologischen Gesamtaspekt einer Kristallart in Übersichtsbildern festzuhalten, kann nur durch die Zusammenarbeit aller erreicht werden. Die Dreieckfiguren, deren jede bei eingehendem Studium dem Kristallographen sehr vieles über zonale und flächenhafte Entwicklung zeigt, was im Text nicht mehr besonders erwähnt ist, seien in erster Linie der Beachtung anempfohlen. Verbesserungsvorschläge werden stets willkommen sein.

Die Hauptgesetze der vergleichenden Kristallmorphologie hat schon Fedorow gekannt. Ihm sowohl als Haüy und Bravais schien die Kristallgestalt als Abbild der Kristallstruktur. Auf Grund der neuesten Ergebnisse der röntgenometrischen Kristallanalyse ließen sich die Beziehungen strenger fassen. Das Lehrbuch der speziellen Mineralogie soll den Beweis liefern, daß einige wesentliche Züge dieses fundamentalen Zusammenhangs zwischen Struktur und Form heute schon überblickt werden können. Zurückhaltung war natürlich auch hier am Platze, der Doppelcharakter der Schrift als Dokument eigener Forschungen und als Lehrbuch verlangte das. So wurde auf manche, dem Verfasser selbst unzweifelhaft erscheinenden Beziehungen gar nicht hingewiesen. Auch hier gilt, daß von dem Buch in erster Linie Anregungen ausgehen sollen. Immerhin darf erwähnt werden, daß in der Zeit seit Fertigstellung des Manuskripts (bereits 1924 druckfertig, mit Ausnahme der Figuren) und Drucklegung ungefähr ein Dutzend neuer Strukturen hier behandelter Kristallarten bestimmt worden sind und daß in keinem einzigen Falle dies eine Verschiebung in der morphologisch-strukturellen Systematik zur Folge hatte. Manche Züge der Kristallstruktur wurden, was jetzt im fertiggestellten Buche nicht mehr erkennbar ist, richtig vorausgesagt. Damit soll keinesfalls behauptet werden, daß unrichtige

Zuordnungen ausgeschlossen sind. Sicherlich ist auch in dieser Hinsicht manches verbesserungsfähig; ein Buch zu schreiben, an dem man nicht schon, bevor es erschienen ist, vieles ändern möchte, hätte für den Verfasser keinen Reiz. Die im Fluß befindlichen Probleme erscheinen ihm recht eigentlich darstellenswert.

Nicht verschwiegen sei, daß die diesem Buch zugrunde liegende Systematik notgedrungen zunächst fremd anmuten muß und daß vielleicht allein aus diesem äußeren Umstande die Benutzbarkeit erschwert wird. Ein ausführliches Inhaltsverzeichnis wird jedoch zusammen mit dem von *E. Brandenberger* ausgearbeiteten Register die Übersicht erleichtern. Manches, was in diesem Lehrbuch zu fehlen scheint, werden die in Druck befindlichen, für die makroskopische und mikroskopische Mineralbestimmung dienenden „Tabellen“ enthalten. Sie nehmen auch Rücksicht auf die technische Bedeutung der einzelnen Mineralien.

Und nun sei zum Schlusse allen denen, die am Zustandekommen dieses Abschnittes des Lehrbuches Anteil hatten, recht herzlich gedankt. In allererster Linie gilt der Dank Herrn Professor Dr. *Leonhard Weber*. Ohne seine Mithilfe wäre auch heute noch das Buch Manuskript. Nicht nur, daß er die Herstellung der vielen neuen Figuren überwachte, die Legenden zu ihnen verfaßte, auch das Manuskript und die Druckbogen wurden von ihm in gründlicher Weise korrigiert. Und einen hoffentlich großen Teil dessen, was wir zwei im gedruckten Probeabzug übersahen, hat Herr Privatdozent Dr. *R. L. Parker* noch korrigierbar gemacht. Ihm verdanke ich auch die photographischen Aufnahmen zu fast allen Dünnschliff- und Aggregatbildern. Die Originale der Fig. 51 und 327 wurden von den Herren *R. Zinggeler*, Kilchberg (Zch), bzw. *Ed. Bally-Prior*, Schönenwerd zur Verfügung gestellt. Herrn Professor Dr. *J. Jakob*, Dr. *E. Stirnemann* und Frl. *K. Faesy* sei für Mithilfe an einzelnen Abschnitten oder bei der Nachprüfung von Daten gedankt. So stammen fast alle chemischen und optischen Daten der Glimmergruppe von erstgenanntem. Herr Professor Dr. *H. Schneiderhöhn* war so freundlich, eine ganze Anzahl seiner hervorragenden Anschliffbilder von Erzen zur Verfügung zu stellen, und Herr Dr. *Thost* als Verleger hat in gewohnter, liebenswürdiger Weise allen Wünschen sein williges Ohr geliehen.

Zürich, den 26. Juni 1926

Paul Niggli

Inhaltsverzeichnis

	Seite
Einleitung	1
I. Übersicht der in der Mineralwelt herrschenden chemischen Mannigfaltigkeit	6
1. Wichtige Elemente	8
a) Metalle	8
b) Halbmatalle	8
c) Nichtmetalle	8
2. Verbindungen der Metalle mit S, Se, Te, As, Sb, Bi	9
a) Einfache Verbindungen	9
b) Einfache Sulfosalze	9
c) Sulfosalze ein- und zweiwertiger Metalle	11
3. Wichtigste Oxyde, Hydroxyde und salzartige Oxyde vom Spinelltypus	13
4. Borate	14
a) Borate zweiwertiger Elemente	14
b) Borate einwertiger und ein- und zweiwertiger Elemente	15
c) Borate dreiwertiger und drei- und anderswertiger Elemente	15
d) Doppelsalze von Boraten mit anderen Salzen	15
5. Wichtigste Karbonate und Nitrate	15
A. Karbonate	15
B. Nitrate	16
6. Wichtigste Halogenverbindungen und Sulfate	16
A. Haloidsalze	17
a) Einfache Halogenide	17
b) Doppelhalogenide	17
c) Oxyhalogenide	17
B. Sulfate	17
a) Sulfate einwertiger und ein- und zweiwertiger Elemente	17
b) Sulfate zweiwertiger Elemente und Doppelsalze	18
c) Sulfate usw. dreiwertiger Elemente	18
7. Wichtigste Chromate, Molybdate, Wolframate, Uranate	19
A. Chromate, Molybdate, Wolframate	19
B. Uranverbindungen	19
8. Phosphate, Arseniate, Vanadate, Antimoniate und Verwandte	20
A. Phosphate usw. einwertiger Elemente	20
B. Phosphate usw. ein- und zweiwertiger Elemente	20
a) Wasserfreie Salze	20
b) Wasserhaltige Salze	20
C. Phosphate usw. zweiwertiger Elemente	20
a) Wasserfreie, einfache Salze	20
b) Wasserhaltige, einfache Salze	21
c) Wasserfreie Doppelsalze	21

	Seite
d) Wasserhaltige Doppelsalze	22
e) Wasserhaltige Uranylsalze	23
D. Phosphate usw. zwei- und dreiwertiger Elemente	23
E. Phosphate usw. dreiwertiger Elemente	23
a) Wasserfreie Salze	23
b) Wasserhaltige, einfache Salze	23
c) Wasserfreie Doppelsalze (basische Salze)	23
d) Wasserhaltige Doppelsalze	24
9. Arsenite, Antimonite, Niobate, Tantalate	24
A. Arsenite, Antimonite	24
a) Typus $[\text{AsO}_3]_n \text{R}_n^{\text{II}}$	24
b) Typus $[\text{Sb}_2\text{O}_4] \text{R}^{\text{II}}$	24
B. Niobate und Tantalate	25
a) Relativ einfache Niobate und Tantalate vom Typus $[(\text{Nb}, \text{Ta})\text{O}_3]_n \text{R}_n^{\text{II}}$	25
b) Relativ einfache Niobate und Tantalate vom Typus $[(\text{Ta}, \text{Nb})_2\text{O}_7] \text{R}_2^{\text{III}}$	25
c) Relativ einfache Niobate und Tantalate vom Typus $[(\text{Ta}, \text{Nb})\text{O}_4] \text{R}^{\text{III}}$	25
d) Komplexe Nb-Ta-Ti-Verbindungen	25
10. Titanate, Zirkoniate und Ti-Zr-Silikate	26
A. Einfache Titanate	26
a) Vom Perowskittypus	26
b) Vom Titanittypus	26
B. Komplexe Ti-Zr-Sn-Silikate	26
11. Silikate	26
A. Einfache, wasserfreie oder wasserarme Silikate	27
a) Silikate vorzugsweise zweiwertiger Elemente	27
b) Silikate ein- und dreiwertiger und zwei- und dreiwertiger Elemente	28
c) Silikate dreiwertiger Elemente	30
B. Verbindungen einfacher, wasserfreier oder wasserarmer Silikate mit gewöhnlichen Salzen	30
a) Silikate vom Typus $[\text{SiO}_4] \text{R}_2^{\text{II}} \cdot n \text{ Salz}$	30
b) Silikate vom Typus $[\text{SiO}_4 \cdot \text{SiO}_2] \text{R}_2^{\text{II}} \cdot n \text{ Salz}$	30
c) Silikate vom Typus $[\text{SiO}_6 \cdot \text{SiO}_2 \cdot \text{SiO}_2] \text{R}_4^{\text{II}} \cdot n \text{ Salz}$	30
d) Silikate vom Typus $[\text{SiO}_4]_{\text{R}^{\text{III}}}^{\text{R}^{\text{III}}} \cdot n \text{ Salz}$	30
e) Silikate vom Typus $[\text{SiO}_4 \cdot \text{SiO}_2 \cdot \text{SiO}_2]_{\text{R}^{\text{I}}}^{\text{R}^{\text{III}}} \cdot n \text{ Salz}$	31
f) Silikate verschiedener Typen	31
C. Komplexe, meist hydrolysierte Silikate. Glimmergruppe	31
D. Wasserhaltige Silikate vorwiegend hydrothermalen bis metamorphen Ursprungs	32
a) Ca-Silikate	32
b) Cu-Silikate	32
c) Mn-Silikate	32
d) Silikate mit zwei- und dreiwertigem Eisen	32
e) Serpentin-Chlorit-Talkgruppe	33
f) Kaolingruppe	33
g) Sprödglimmergruppe	33
h) Lawsonit-Karpholithgruppe	33
i) Zoisit-Epidotgruppe	33
k) Gruppe der Zeolithe	33

	Seite
12. Organische Verbindungen	34
A. Salze organischer Säuren	34
B. Kohlenwasserstoffe	34
II. Einzelbeschreibung wichtiger Mineralien unter besonderer Berücksichtigung der Kristallmorphologie	35
A. Mineralien von kubischem, bezw. hypokubischem Typus	36
1. Hexaedrischer Typus. [100]-Typus	42
Alkalihalogenide vom Typus Steinsalz	42
Steinsalz 47, Sylvin 49, Kerargyrit 50	
Bleiglanzgruppe	51
Galenit 51 (Clausthalit, Altait)	
Silberglanzgruppe	57
Argentit 57 (Hessit, Naumannit)	
Pyritgruppe. A. Pyritgruppe im engeren Sinne	58
Pyrit 60, Smalitin und Chloanthit 64	
Pyritgruppe. B. Cobaltingruppe	66
Cobaltin, Gersdorffit, Ullmannit 6	
Periklasgruppe	68
Periklas, Manganosit, Bunsenit 68	
Tenorit (Schwarzkupfererz)	70
Kryolith	70
Perowskit	72
Bournonit	73
Calcitgruppe	76
Calcit 80, Dolomit 94, Magnesit 97, Siderit 97, Rhodochrosit 98,	
Smithsonit 98, Natronsalpeter 98	
Rotgiltigerze	99
Froustite 102, Pyrargyrit 103	
Chabasitgruppe	105
Chabasit und Phakolith 107, Gmelinit 107, Levyn 108	
Anhydrit	108
Allgemeines über den hexaedrischen Typus	112
Bornit	115
Pentlandit	116
Arsengruppe	116
Gediegen Arsen 120, Gediegen Antimon 120, Gediegen Wismut 120	
Fluorit (Flußspat)	120
2. Oktaedrischer Typus. [110]-Typus	125
Kupfergruppe	127
Gediegen Kupfer 130, Gediegen Silber 131, Gediegen Gold 131	
Arsenolithgruppe	134
Arsenolith 134, Senarmontit 134	
Spinellgruppe	135
Magnetit 138, Gewöhnlicher Spinell 142, Hercynit 143, Pikotit 143,	
Gahnit 143, Franklinit 143, Chromit 144	
Uraninit (Uranpecherz)	144
Korundgruppe	145
Korund 148, Hämatit 151, Ilmenit 157 (Pyrophanit 145)	
Tetragonale Mineralien mit oktaederähnlichen Bipyramiden als Hauptwachstumsformen	158

	Seite
Hausmannit	159
Braunit	160
Scheelitgruppe	164
Scheelit 165, Wulfenit 168 (Powellit, Sfolzit 164)	
3. Rhombendodekaedrischer Typus. [111]-Typus.	171
a) Tetraedrischer Subtypus.	171
Diamant	174
Zinkblende (Sphalerit)	178
Manganblende (Alabandin)	186
Fahlerze (Tetraedrite, Tennantite)	186
Chalkopyrit	190
Boracit	194
Helvin	196
b) Im engeren Sinne rhombendodekaedrischer Subtypus	197
Salmiak	198
Granatgruppe	201
Sodalithgruppe	207
(Sodalith, Nosean, Hauyn, Lasurit)	
Analcim	209
Leucit	210
Phenakitgruppe	211
(Phenakit, Willemit, Troostit)	
Diopas	216
Cuprit	218
B. Mineralien von tetragonalem und hypotetragonalem Typus	220
1. Tetragonaler, bzw. hypotetragonaler planarer oder (001)-	
Typus	224
Gruppe der Uranglimmer	225
(Torbernit, Autunit, Carnotit)	
Nagyagit	228
Anatas	230
Schwefel	233
Lazulith	237
Apophyllit	239
Melilithgruppe	242
(Äkermannit, Gehlenit, Sarkolith, Melilithe)	
2. Hypotetragonaler bis hypokubischer Übergangstypus . .	244
Antimonitgruppe	244
Antimonit 244, Wismutglanz 249	
Krokoit (Rotbleierz)	250
3. Linearer, axialer, säuliger, tetragonaler (bzw. hypotetra-	
gonaler) Kristalltypus. [001]-Typus	253
Andalusit	253
Vesuvian (Idokras)	257
Pyroxengruppe. Augitgruppe	261
Orthaugite 272, Alkaliarme monokline Pyroxene 274, Alkalipyroxene	
281, Triklone Pyroxene (Rhodonit, Fowlerit, Babingtonit) 283	
Wollastonit	284
Borax (Tinkal)	285

	Seite
Diasporgruppe	287
Diaspor 287, Goethit 289, Manganit 291	
Rutilgruppe	293
Rutil 294, Kassiterit 299, Zirkon 303	
Skapolithe	307
Natrolithgruppe	311
(Natrolith, Skolezit, Mesolith)	
Sillimanit	315
Allgemeine Zusammenfassung	317
C. Mineralien vom hexagonalen und hypohexagonalen Typus	320
1. Hexagonaler, bzw. hypohexagonaler, planarer oder (0001)-Typus	324
Die Glimmergruppe	325
R ^{II} O-arme Glimmer 326, R ^{II} O-reiche Glimmer 327	
Sprödglimmergruppe	339
(Xanthophyllit, Brandisit, Clintonit, Chloritoid, Margarit)	
Chloritgruppe	343
Serpentin	352
Serpentin 352, Meerschaum 357	
Talk	357
Pyrophyllit	358
Kaolinitgruppe	359
Graphit	361
Molybdänit	362
Brucitgruppe	364
(Brucit, Pyrochroit)	
Hydrargillit-Sassolingrouppe	366
Chalkosin (Kupferglanz)	368
Covellin (Kupferindig)	372
Cinnabarit (Zinnober)	374
Carnallit	378
2. Der hypohexagonal und hexagonal isometrische Typus	380
a) Subtypus a der hexagonal isometrischen Modalität	380
Beryll	382
Chrysoberyll	386
Nephelingrouppe	389
Nephelin (Elaeolith) 389	
Apatitgruppe	393
Apatit 393, Pyromorphit 399, Mimetesit 400, Vanadinit 401	
Cordierit (Dichroit, Iolith)	401
Quarz (inkl. Chalcedon)	404
b) Subtypus b der hexagonal isometrischen Modalität	423
Wurtzitgruppe	426
Zinkit	430
Pyrrhotin (Magnetkies)	432
Rotnickelkiesgruppe	434
Nickelin 435, Breithauptit 435, Millerit 435	
3. Der hexagonal bzw. hypohexagonal säulige Typus	437
Aragonitreihe	437
Aragonit 439, Strontianit 444, Witherit 445, Cerussit 447	
Turmalingrouppe	450

Amphibol- oder Hornblendegruppe	459
Alkali- und tonerdearme Amphibole 461, Sesquioxidhaltige Amphibole, relativ arm an Alkalien 469, Alkali-Amphibole 472, Aenigmatite 483	
D. Kristalle von mehr oder weniger ausgesprochen niedriger Symmetrie, mit nur geringen oder aber mehrfachen Anklängen an kubische, tetragonale, bzw. hexagonale Symmetriever- hältnisse	484
1. Mehr oder weniger isometrische Gruppe komplexer Pseudo- symmetrie von an sich niedriger Symmetrie	485
Markasitgruppe	485
Markasit 488, Arsenopyrit (Arsenkies, Mißpickel) 491, Löllingit 494	
Realgar	494
Wolframitgruppe	497
Barytgruppe	502
Baryt (Schwerspat) 507, Coelestin 512, Anglesit 514	
Prehnit	518
Olivingruppe	521
Topas	526
Feldspatgruppe	531
Orthoklas (Adular, Sanidin) 552, Mikroklin 559, Plagioklase 560	
Desmin-Phillipsitgruppe	567
Desmin (Garbenzeolith) 570, Phillipsit und Harmotom 572	
Heulanditgruppe	572
Heulandit (Blätterzeolith) 573	
Axinit	575
Datolith	581
Azurit (Kupferlasur, Chessylith)	584
Hemimorphit (Kieselzinkerz, Calamin, Galmei z. T.)	586
Struvit (Guanit)	589
Titanit (Sphen)	591
Brookit	601
2. Blätterige und stengelig-blätterige bis vorwiegend stenge- lige Gruppe komplexer Pseudosymmetrie von an sich niedri- ger Symmetrie	606
Auripigment	607
Gips	609
Disthen (Cyanit)	615
Epidot-Zoisitgruppe	619
Rhombischer Zoisit 620, Klinozoisit-Pistazitreihe (Epidote) 622, Orthit (Allanit) 631	
Staurolith	632
Lievrit (Ilvait)	635
Vivianitgruppe	637
Vivianit (Blaueisenerz, Blauerde) 637, Erythrin (Kobaltblüte) 639, Annabergit (Nickelblüte) 640	
Wavellit (Lasionit)	640
Atakamit	641
Malachit	643
Überblick	644

	Seite
E. Kolloidal-amorphe Substanzen	670
Allgemeines über Aggregatbildung	670
Opal	679
Limonit, Brauneisen	680
Bauxit (Beauxit, Wocheinit)	681
Manganoxydhydrogel (Polianitgel, Manganomelan, Schwarzmanganerz)	682
Glaukonit	683
Garnierit (Numeait)	683
Chrysokoll (Kieselkupfer, Kieselmalachit, Kupfergrün)	684
Türkis (Kallait)	684
Mineralregister	686
Korrekturen	697

Einleitung

Aufgabe der speziellen Mineralogie ist es, mit den wichtigsten Mineralien bekannt zu machen. Auf Grund der in der allgemeinen Mineralogie gewonnenen Gesichtspunkte kann an die Einzelbeschreibung der Mineralarten herangetreten werden. Anderseits soll dieser spezielle Teil (zusammen mit dem allgemeinen) die Grundlage für die Mineralo-coenologie sein, das heißt für die Lehre von der Entstehung und natürlichen Vergesellschaftung der Mineralien.

Von vornherein wollen wir uns auf den Standpunkt stellen, daß ein Lehrbuch der speziellen Mineralogie keine Vollständigkeit anzustreben hat. Nur eine Auswahl von Mineralien kann besprochen werden, und die Art der Besprechung richtet sich jeweilen nach den vom didaktischen Standpunkte aus besonders bemerkenswert erscheinenden Eigenschaften.

Nachdem bereits in der allgemeinen Mineralogie eine Anzahl der wichtigsten Mineralien nach ihren Symmetrieverhältnissen zusammengestellt wurde („Allgemeine Mineralogie“ Seite 193—237), zerfällt diese spezielle Mineralogie in drei Hauptteile: Ein erster Teil soll in gedrängter Form eine Übersicht über die Mannigfaltigkeit der in Frage kommenden Verbindungstypen gewähren. Ein zweiter Teil ist der Einzelbeschreibung einiger Mineraltypen gewidmet, wobei nach morphologischen Gesetzmäßigkeiten und Verwandtschaftsverhältnissen klassifiziert wird. Diese Art der Zusammenfassung ist für ein Lehrbuch neu. Sie vermag jedoch so tiefe Einblicke in die Beziehungen zwischen Struktur und äußerer Morphologie zu vermitteln, daß sie für eine Behandlung, die von Anfang an das strukturelle Moment in den Vordergrund gestellt hat, die gegebene ist. Ein dritter, gesondert erscheinender Teil wird schließlich in tabellarischer Form wichtige Merkmale für die Bestimmung der häufigsten Mineralarten vereinigen. Die spezielle Mineralogie kann ja nach der Meinung des Verfassers nur dann mit Erfolg gelehrt werden, wenn sie mit Übungen im Mineralbestimmen verbunden ist. Weggelassen wurden in dieser ersten Darstellung chemische und mikrochemische Bestimmungstabellen. Auch bei der Einzelbeschreibung ist auf das analytisch-chemische Verhalten wenig Rücksicht genommen worden. Rechtfertigen läßt sich diese Unterlassung durch den Umstand, daß es sich um reine Anwendungen der analytischen Chemie und der Probierkunde handelt, deren Lehren vom Mineralogen übernommen werden können.

Wenn auch die Darstellung der Mineralbildung und der Mineralparagenesen dem Teil III des Gesamtlehrbuches überlassen bleibt, so läßt es sich nicht umgehen, bereits bei der Einzelbeschreibung die Haupttypen der Entstehungsweisen zu vermerken. Die Bestimmungstabellen müssen zudem über die allerwichtigsten Begleitmineralien orientieren. Es seien daher in Kürze einige der wichtigsten Begriffe erläutert, mit denen ausführlich der Teil III bekannt macht.

Natürliche Mineralassoziationen, die in gleichmäßiger Ausbildung größere Räume erfüllen, somit in wesentlichem Maße am Aufbau der Erdrinde beteiligt sind, heißen Gesteine. Nach der Entstehung unterscheidet man:

1. Eruptivgesteine (magmatische Gesteine, Erstarrungsgesteine),
2. Sedimente (sedimentäre Gesteine, Schichtgesteine),
3. Metamorphe Gesteine (umgewandelte Gesteine, z. T. kristalline Schiefer).

Die Eruptivgesteine (wie Granit, Diorit, Syenit, Basalt, Trachyt, Phonolith usw.) sind Produkte der Erstarrung glutflüssiger, aus dem Erdinnern stammender Massen, sogenannter Magmen oder Laven. Die Sedimente haben sich an der Grenze der Lithosphäre (Gesteinsmantel) mit der Hydrosphäre und Atmosphäre als Folge der hier herrschenden besonderen Bedingungen neu gebildet. Die metamorphen Gesteine sind durch Umwandlungen und tiefgreifende Veränderungen aus den Eruptivgesteinen und Sedimenten hervorgegangen. Die Metamorphose ist als Folgeerscheinung eines Wechsels in den physikalischen, hier und da auch in den chemischen Bedingungen anzusehen.

Die Gesteinsbildungsprozesse sind Hauptprozesse der Mineralisation. Mit den Vorgängen, die zur Entstehung der Gesteine Veranlassung gaben, stehen die übrigen, mehr lokalen Mineralbildungen im Zusammenhang. Die Hauptklassifikation der Gesteine gibt daher in erweiterter Form zugleich die Hauptklassifikation der Mineralagerstätten und Mineralisationen im allgemeinen.

Die Einteilung der magmatischen Mineralassoziationen muß von dem physikalisch-chemischen Verhalten der Magmen ausgehen. Letztere sind in der Hauptsache Schmelzlösungen von Silikaten ineinander, denen Oxyde und Sulfide beigesellt sind. Die Schmelzlösungen enthalten jedoch auch leichtflüchtige Substanzen wie H_2O usw., die sich im allgemeinen in den bei der Erstarrung zurückbleibenden Restlösungen anreichern. Bei der Bildung der Eruptivgesteine selbst handelt es sich um Vorgänge, die in weitgehendem Maße durch experimentelle Untersuchungen an trockenen Silikatschmelzen aufgeklärt werden können. Alle derartigen Bildungen, bei denen also die leichtflüchtigen Bestandteile eine nur untergeordnete Rolle spielen, wollen wir liquidmagmatisch nennen. Bildungen, die unter wesentlicher Mitwirkung der leichtflüchtigen Sub-

stanzen bei noch hoher Temperatur zustande kommen, werden pegmatitisch bis pneumatolytisch genannt. Die vorwiegend gangförmigen Pegmatite sind Erstarrungsprodukte magmatischer Restlösungen. Die leichtflüchtigen Bestandteile mit ihrem Gehalt an gelösten Stoffen können sich jedoch auch vom eigentlichen Magmaherd in Form von Gasemanationen, Dämpfen, fluiden Lösungen entfernen und zu Neubildungen von Mineralien im engeren Umkreis Veranlassung geben (pneumatolytische Bildungen im engeren Sinn). Will man den Bildungsort bezeichnen, so nennt man die im eigentlichen Magmaherd und bei Gesteinen sich abspielenden Prozesse intramagmatisch, die pneumatolytischen Bildungen außerhalb des Gesteinsmagmas perimagmatisch.

Je mehr sich nun im Verlaufe einer magmatischen Mineralisations-epoche die Temperatur erniedrigt, umso mehr erhalten die Restlösungen den Charakter wässriger Lösungen mittelhoher Temperatur. Der stoffliche Gehalt solcher warmer, längs Spalten und Klüften usw. aufsteigender Lösungen ist oft sehr komplexen Ursprungs. Ein wesentlicher Teil entstammt jedoch den Magmen. Bildungen dieser Art werden als magmatisch hydrothermal bezeichnet. Oft finden sie sich in ziemlicher Entfernung vom Magmaherd, dem die Lösungen entstammten. Da sich zudem mineralogisch die resultierenden Mineralparagenesen wesentlich von denen der liquidmagmatischen Phase unterscheiden, ist es gerechtfertigt, von apomagmatischen Lagerstätten zu sprechen. Ein großer Teil der Erzlagerstätten gehört dazu. Im einzelnen lassen sich alle magmatischen Lagerstätten in plutonische und vulkanische einteilen. Die ersteren sind in größerer Erdtiefe entstanden, die letzteren entsprechen Bildungen an der Erdoberfläche oder in ihrer Nähe. Sogenannte Tiefen- und Ganggesteine sind plutonisch liquidmagmatisch, Ergußgesteine vulkanisch liquidmagmatisch.

Sedimentäre und mit Sedimentbildung im Zusammenhang stehende Bildungen und Lagerstätten sind Folgen der an der Erdoberfläche einsetzenden Verwitterung. Sie sind, wie die Art der Verwitterung, durch die Klimawerte bestimmt. Der bei der Verwitterung zurückbleibende Anteil liefert die Verwitterungslagerstätten (bei nutzbaren Lagerstätten Hutbildung oder Oxydationszone genannt) und schließlich die Böden. Unter dem Einfluß niedersickernder Lösungen und der Einwirkung des Grundwassers bilden sich neue Mineralien (Zementationslagerstätten der Erze). Sekretionen, Konkretionen, Fossilisationen entstehen im Bereich der obersten Erdrindenteile. Durch Verfrachtung und Wiederabsatz der Verwitterungsrückstände entstehen die mechanischen oder klastischen, sedimentären Minerallagerstätten, z. B. Breccien, Konglomerate, Sandsteine, Tone. Handelt es sich um noch lose Anschwemmungen nutzbarer, noch nicht verwitterter Mineralien, so spricht man von Seifen. Bei der Verwitterung in

Lösungen übergegangenes Material kann gleichfalls verfrachtet und in irgendeiner Form wieder ausgefällt werden. Chemisch sedimentäre Minerallagerstätten (z. B. Salzlagerstätten, Sinterbildungen) resultieren. Häufig beteiligen sich Lebewesen an der Wiederausfällung oder an der Umarbeitung des Materiales; biogen chemische Mineralisation entsteht dann.

Die Metamorphose, das heißt die Umwandlung der Gesteine, findet besonders unter dem Einfluß größerer geologischer Vorgänge statt, die neue physikalische Bedingungen schaffen oder für die Umsetzungen günstige Umstände erzeugen. Eine durch die Wärmewirkung eines empordringenden Magmas erzeugte Metamorphose wird Kontaktmetamorphose genannt. Pneumatolytische bis hydrothermale Kontaktmetamorphose ist dann vorhanden, wenn sich an den Umsetzungen die vom Magma abgegebenen leichtflüchtigen Substanzen beteiligen. Sehr häufig werden dabei alte Mineralien durch neue verdrängt, zu deren Bildung eine Stoffzufuhr nötig war. Lagerstätten dieser Art nennt man metasomatisch. Metamorphosen, die im wesentlichen durch Dislokationsvorgänge ausgelöst werden, ohne daß sich ein Einfluß der Magmenbewegungen geltend macht, heißen Dislokationsmetamorphosen oder bei einfacher Verschiebung der Tiefenlage eines Gesteins geothermische Metamorphosen. Auch nicht gesteinsartige Lagerstätten können während einer Periode der Gesteinsumwandlung gebildet werden. Meistens handelt es sich um Kluftausfüllungen wie in den Alpen, wobei sich aus den Lösungen neue, oft sehr schön kristallisierte Mineralien absetzen. Metamorphosen, gleichgültig welcher Art, die sich bei relativ hoher Temperatur abspielen, führen zu katametamorphen Mineralbildungen. Manche Gneise und Hornfelse gehören hierher. Einem mittleren Temperaturbereich gehören die mesometamorphen Bildungen an, die viele Glimmerschiefer charakterisieren. Unter relativ niedriger, wenig erhöhter Temperatur umkristallisierte, oder durch die Umwandlung gebildete Mineralien gehören der Epimetamorphose an. Durch die sogenannte säkuläre (nicht an die Erdoberfläche direkt gebundene) Verwitterung entstehen unter dem Einfluß kleiner Mengen wässriger Lösungen ganz ähnliche Mineralien wie bei epimetamorphen Prozessen.

Manche der Mineralumsetzungen können an sogenannten Pseudomorphosen studiert werden. Darunter versteht man Umbildungen, wobei die ursprüngliche Form des mineralischen Ausgangskörpers erhalten blieb. Man spricht z. B. von einer Pseudomorphose von Hämatit (Fe_2O_3) nach Pyrit (FeS_2), wenn ein Pyritkristall, ohne daß die Form zerstört wurde, in ein Aggregat von Fe_2O_3 -Kriställchen teilweise oder ganz umgewandelt wurde. Die Kristallform gestattet, das Edukt einer oder einer Reihe von chemischen Reaktionen zu erkennen, der neue stoffliche Bestand das Produkt. Paramorphosen nennt man Pseudomorphosen

der einen Modifikation einer Substanz nach einer anderen (z. B. Rutil nach Brookit).

Es gibt viele Mineralien, die sich unter ganz verschiedenen Umständen bilden können. Sie sind dann für die Feststellung der speziellen Entstehungsbedingungen einer Mineralassoziation wenig geeignet. Andere Mineralien haben einen beschränkten Bildungsbereich. Ihr Vorhandensein legt Zeugnis ab von den besonderen Entstehungsverhältnissen der Assoziation. Daraus ergibt sich, wie wichtig es ist, die Begleiter einer Mineralart auf einer Lagerstätte zu kennen, denn nur die Betrachtung der Gesamtheit der Assoziation führt zu richtigen Vorstellungen über die Genesis. Dabei ist zu untersuchen, ob die miteinander vergesellschafteten Mineralien sich gleichzeitig oder doch während des gleichen geologisch definierten Aktes gebildet haben, oder ob die Mineralgesellschaft in ihrer jetzigen Form das Produkt mehrfacher Mineralisationsepochen ist. Insbesondere findet man mit Mineralien irgendwelcher Lagerstätten die durch Umwandlung in der Oxydations- und Verwitterungszone neu gebildeten Mineralien vergesellschaftet. Manchmal sind gerade diese Produkte charakteristisch in Farbe und Ausbildung und geben so Anhaltspunkte über die Zusammensetzung der ursprünglichen (oder wie man sagt primären) Mineralien. Sekundärprodukte dieser Art sind besonders für Kupferverbindungen, Nickel- und Kobaltverbindungen, sowie Eisenverbindungen kennzeichnend. So vermag gerade ein Studium der Umwandlungs- und Zersetzungsprodukte der Identifizierung der Mineralien wertvolle Dienste zu leisten.

Die zwischen den Mineralien vorhandenen Beziehungen chemischer Art müssen voll berücksichtigt werden. Es sei daher in erster Linie versucht, einen Überblick über den Chemismus der Mineralarten zu geben.

1. Übersicht der in der Mineralwelt herrschenden chemischen Mannigfaltigkeit

Die chemische Zusammensetzung der Mineralien, das heißt ihr Aufbau aus chemischen Elementen, wird, wie von irgendwelchen Stoffen, mittels der Analyse bestimmt. Manche Mineralien, z. B. viele Silikate, verlangen besondere analytisch-chemische Methoden, weil sie von gewöhnlichen Säuren wenig zersetzt werden.

Will man die stöchiometrischen Beziehungen der das Mineral zusammensetzenden chemischen Elemente feststellen, so ist besondere Sorgfalt auf Reinheit und Homogenität des Untersuchungsmaterials zu verwenden. Manchmal sind auch beginnende, den Chemismus ändernde Umwandlungsvorgänge, wie Oxydationen, Hydratisierungsprozesse, äußerlich kaum bemerkbar. Die in der Literatur sich vorfindenden Analysenresultate gestatten daher nicht immer eine einwandfreie Deutung. Bei der qualitativen Prüfung der Mineralien auf Anwesenheit bestimmter Elemente wird wiederum nach den üblichen Methoden der qualitativen analytischen Chemie verfahren. Zwei Methoden, die Lötrohranalyse und die mikrochemische Analyse, sind von Mineralogen besonders ausgebaut worden.

Die chemische Formel veranschaulicht die gefundenen stöchiometrischen Beziehungen zwischen den Elementen oder ganzen Elementengruppen. Sie kann rein empirisch geschrieben werden ohne Versuch, den molekularen Bau zum Ausdruck zu bringen. Die Art der Schreibweise und der Zusammenfassung von einzelnen Gruppen ist dann dem Belieben anheimgestellt. Am besten bringt man durch die Art der Zusammenfassung bestimmte, übersichtliche chemische Beziehungen zum Ausdruck, so daß die Formeln sich dem Gedächtnis leicht einprägen. Gerade der Mineraloge wird aber bestrebt sein, die konstituierenden Moleküle kennen zu lernen, die kristallisierend das Mineral ergeben. Nur so ist eine Lösung des Problemes der Beziehungen zwischen Chemismus und Kristallstruktur möglich. Sobald derartige Fragen ins Spiel treten, ist daher die Konstitutionsformel der rein empirischen Formel vorzuziehen. Die Konstitutionsformeln werden so geschrieben, daß die Zusammenfassung von Gruppen dem natürlichen strukturellen Bau der Moleküle vor der Kristallisation entspricht. Manche Konstitutionsformeln sind dann zugleich Vielfache der einfachsten stöchiometrischen Formeln; das Molekül ist polymer (Polymerisation).

Nun gehören die kristallisierten Mineralien zum größten Teil der anorganischen Chemie an. Die anorganische Strukturchemie hat aber noch lange nicht den Grad der Sicherheit erlangt, welcher der organischen Strukturchemie zukommt. Wohl ist kein Zweifel, daß der *Werner*schen Koordinationstheorie die Zukunft gehört, im einzelnen ist aber die Formulierung (vergl. „Allgemeine Mineralogie“, Seite 486 ff.), besonders

der komplizierten Mineralien noch sehr hypothetisch. Würden wir, was sicherlich das Ziel der Kristallchemie ist, versuchen, allen Mineralien Konstitutionsformeln zuzuordnen, so müßten die Einzelformeln in bezug auf den Grad der Wahrscheinlichkeit oder gar Sicherheit so verschieden bewertet werden, daß eine Festlegung für den Fortschritt der Wissenschaft eher hinderlich wäre. Es machen daher die hier verwendeten chemischen Formeln keinen Anspruch darauf, Konstitutionsformeln zu sein. Die Darstellung ist eine derartige, daß rein stöchiometrisch-chemische Beziehungen innerhalb ganzer Gruppen möglichst übersichtlich zutage treten. Es ist also beispielsweise über die Art der H-Bindung nichts ausgesagt, wenn wir einfach H_2O zu einer Grundverbindung addieren.

In der Namengebung der Kristallarten waltet kein einheitliches Prinzip. Neben althergebrachten Bezeichnungen findet man eine Menge neuer Wortbildungen mit häufig der griechischen Sprache entnommenen Stammsilben. Gewisse chemische oder physikalische Eigenschaften oder Analogien sollen darin zum Ausdruck kommen. Eine große Zahl von Namen ist von Personennamen oder Fundortsbezeichnungen abgeleitet.

Die chemische Klassifikation der Mineralien kann nach Prinzipien vorgenommen werden, die in der anorganischen Chemie üblich sind. Zurzeit werden gewöhnlich die Verbindungen nicht nach Metallen, sondern nach Säureresten zusammengefaßt. Dabei ist insofern besonderer Wert auf die Erscheinungen der Isomorphie zu legen, als es außerordentlich wünschenswert ist, daß isomorphe Reihen beisammen bleiben. Auch läßt sich bei einer Besprechung der Mineralien nach derartigen Klassifikationsversuchen eine Reihenfolge der einzelnen Abteilungen innehalten, die in großen Zügen mit der Entstehung und Vergesellschaftung der Mineralien in Übereinstimmung ist.

Wir teilen daher, dem Chemismus nach, die Mineralien in folgende 12 Gruppen:

- | | |
|--|---|
| 1. Elemente | } oft typisch für Erz-
lagerstätten. |
| 2. Verbindungen der Metalle mit S, Se, Te,
As, Sb, Bi | |
| 3. Oxyde, Hydroxyde, salzartige Oxyde vom
Spinelltypus | |
| 4. Borate | } vorwiegend in sedi-
mentärem Verband. |
| 5. Carbonate, Nitrate | |
| 6. Halogenverbindungen, Sulfate, Sulfat-
Halogendoppelsalze | |
| 7. Chromate, Wolframate, Molybdate, Uranate | } häufig hydrothormaler
bis pneumatolytischer
Entstehung. |
| 8. Phosphate, Arseniate, Vanadate und Ver-
wandte | |
| 9. Arsenite, Antimonite, Tantalate, Niobate | |
| 10. Sogenannte Titanate, Zirkoniate, Thorate | |
| 11. Silikate: Besonders in Eruptivgesteinen und metamorphen Gesteinen. | |
| 12. Organische Verbindungen. | |

Zur Orientierung über einige mehr oder weniger häufige Verbindungstypen innerhalb dieser Abteilungen und ihre Bezeichnung möge folgende Zusammenstellung dienen¹⁾:

I. Wichtige Elemente

[Über die strukturellen Verhältnisse der Elemente im allgemeinen hat bereits die „Allgemeine Mineralogie“ (Seite 616 f.) Auskunft gegeben.]

Als Mineralien treten naturgemäß nur diejenigen Elemente auf, die in der Oxydationszone nicht ohne weiteres Oxyde oder mit H_2O Hydroxyde geben. So wird verständlich, daß als wesentliche Mineralien neben den Elementen der Platingruppe und der Edelmetalle relativ wenige zu berücksichtigen sind. Eine kleine Übersicht vermittelt nachfolgendes Schema.

a) Metalle

Kupfergruppe (kub. hol.)	Gediegen Kupfer (Cu)	
	„ Silber (Ag)	} Elektrum
	„ Gold (Au)	
	„ Blei (Pb).	Anhangsweise gediegen Quecksilber (Hg); flüssig.
Eisengruppe (kub. hol.)	Gediegen Eisen (Fe, \pm Ni), Awaruit (Ni, Fe)	
	„ Platin (Pt, \pm Pd, Ir, Fe), Palladium , Iridium , Ferroplatin	
Osmiumgruppe (hex. hol.)	Allopladium (Pd), Sysserskit (Ir, Os), Newjanskit (Os, Ir)	

b) Halbmetalle

Metallisch-Arsengruppe (rho. hol.)	Gediegen Arsen (As)	} als Gemenge (entmischt) Allemontit
	„ Antimon (Sb)	
	„ Wismut (Bi)	

c) Nichtmetalle

Kohlenstoff (C): **Diamant** (kub. hemim.) und **Graphit** (hex. hol.),
Schwefel (S, \pm Se, Te): **Rhombischer** und **monokliner Schwefel**.

¹⁾ Es bedeutet:

kub. = kubisches System
 tetr. = tetragonales System
 hex. = hexagonales System
 rho. = rhomboedrisches System
 trig. = trigonales System
 rh. = rhombisches System
 mkl. = monoklines System
 trkl. = triklines System

hol. = holoadrische Klasse
 hem. = hemiedrische Klasse
 hemim. = hemimorphe Hemiedrie
 enant. = enantiomorphe Hemiedrie
 param. = paramorphe Hemiedrie
 tetart. = tetartoedrische Klasse
 hem. II = Hemiedrie II. Art
 tetart. II = Tetartoedrie II. Art.

2. Verbindungen der Metalle mit S, Se, Te, As, Sb, Bi

a) Einfache Verbindungen

Zum Teil sind die einfachen Verbindungen der Metalle mit S, Se, Te oder As, Sb eventuell Bi wichtige Erze. Es ist jedoch von Interesse zu sehen, daß als Mineralien durchaus nicht alle in Frage kommenden Verbindungen bekannt sind. Deshalb ist in der Übersicht auch auf das Nichtvorhandensein gewisser Verbindungstypen aufmerksam gemacht. Die nachstehende Tabelle (S. 10) gibt daher gleichzeitig über die Assoziationsverhältnisse der Elemente in solchen Verbindungen Auskunft.

b) Einfache Sulfosalze

Die einfachen Sulfosalze sind Verbindungen vom Typus $nR_2^I S \cdot mR_2^{III} S_3$ oder $nR^{II} S \cdot mR_2^{III} S_3$. In gewissen Fällen kann auch an Stelle von $R_2^{III} S_3$ die Gruppe $R^{IV} S_2$ treten. In einem Dreieck (siehe Fig. 1) mit $R_2^I S$, $R^{II} S$ und $R_2^{III} S_3$, bzw.

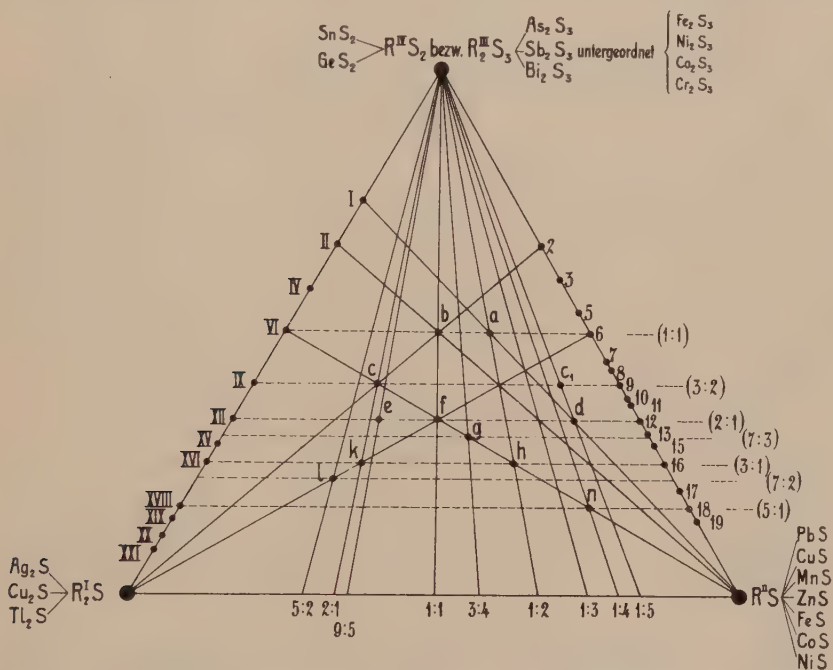


Fig. 1. Graphische Darstellung des Chemismus der Sulfosalze. Die Nummern und Buchstaben beziehen sich auf die analogen Bezeichnungen in den Tabellen auf Seite 11 und 12.

$R^{IV} S_2$ als Eckpunkten liegen die ihnen entsprechenden Zusammensetzungspunkte auf den Seitenlinien. Sie sind in Fig. 1 mit römischen und arabischen Ziffern bezeichnet. Die entsprechenden Nummern finden sich auf der Übersichtstabelle (S. 11) wieder vermerkt. Daneben ist das Verhältnis des ein-, bzw. zweiwertigen Sulfides zu dem höherwertigen angegeben. Einfache Cu-As-Sulfosalze sind nicht bekannt, hingegen Cu-Fe-Sulfosalze. Die Zusammenstellung ist wie die spätere der Sulfosalze mit ein- und zweiwertigen Metallen (S. 12) eine ziemlich vollständige. Es spielen ja diese Sulfosalze bei der Untersuchung der Erzlager eine wesentliche Rolle, obgleich nur wenige von ihnen abbauwürdige Lagerstätten bilden.

Tabelle der einfachen Verbindungen der Metalle mit S, Se, Te, As, Sb, Bi

S-Se-Te-Gruppe				S-As-Sb-Gruppe		
S		Se	Te	S	As	Sb
Cu ₂	1:1 Chalkosin-				3:2 Domeykit (hex.)	
Ag ₂	gruppe (rh.)	1:1	Argentitgruppe (kub.)			3:2 ? Dyskrasit (rh.)
Au ₂	Reine S- und Se-Verbindungen nicht vorhanden		1:2 Muthmannit(?) 1:4 { Krennerit (rh.) Sylvanit (mkl.) 1:4 Calaverit (? trkl.)	As-, Sb-Verbindungen nicht vorhanden		
Hg	1:1 Zinnober (trig. enant.)					
Pb	1:1 Bleiglanzgruppe (kub.)					
Zn	1:1 Zinkblende-gruppe (kub. hemim.)	Se-, Te-, As-, Sb-Verbindungen nicht vorhanden				
Cd	1:1 Wurtzit-gruppe (hex. hemim.)					
Fe	1:1 Pyrrhotin (rh.)	Se-, Te-Verbindungen nicht vorhanden		1:2 Pyritgruppe (kub. param.) 1:2 Markasitgruppe (rh.)		
Ni	Pentlandit (kub.)			1:1 Millerit (hex.)	4:3 Maucherit (tetr.)	1:1 Breithauptit (hex.)
Co				1:3 Skutterudit (kub.?)		
Mn	1:1 Alabandin-gruppe (kub.)			1:2 = Pyritgruppe (kub. param. u. tetar.) 1:2 = Markasitgruppe (rh.)		
Ru						
Pt						
Cu	1:1 Covellin (hex.)					

Tabelle der einfachen Sulfosalze

	Nr. in Fig. 1	RS zu R ₂ S ₃	As ₂ S ₃	Sb ₂ S ₃	Bi ₂ S ₃ ev. Bi ₂ Se ₃ (Se) (für S auch Se)	Varia
PbS	2	1:2	Sartorit, mkl.	Keeleyit? Zinckenit, rh.	Chiviatit?	Ad 2
	3	2:3			Rezbanyit?	Livingstonit? (Hg, Sb).
	6	1:1			Platynit, rho. (Se) Galenobismutit, Weibullit?	Ad 5 Kylindrit, 6 PbS · 6 SnS ₂ · Sb ₂ S ₃
	7	5:4	Liveingit, mkl.	Plagionit, mkl.	Bismutoplagio- nit, mkl.	Ad 6 Berthierit (Fe, Sb)? Linneit (Co, Co) Polydymit (Ni, Ni) Carollit (Cu, Co) Daubreelith (Fe, Cr)
	8	4:3	Baumhauerit, mkl.	Jamesonit, mkl. Heteromorphit, mkl.?	Cosalit, rh.	} kub,
	9	3:2	Rathit, rh.			
	10	5:3				
	11	7:4	Dufrenoyisit, rh.	Plumosit?	Lillianit, rh.? Kobellit?	} kub,
	12	2:1	Semseyit, mkl.			
	13	9:4	Boulangerit, rh.			
	15	5:2	Guitermannit?	Embrithit?	Goongarrit, mkl.?	Ad 10 Jamesonit, (mkl.), z. T. 4 PbS · FeS · 3 Sb ₂ S ₃ Franckit, 5 PbS · Sb ₂ S ₃ · 2 SnS ₂
	16	3:1	Jordanit, mkl.	Meneghinit, rh.?	Beegerit?	Ad 14 Unbenannt, 18 PbS · 7 FeS · 15 Sb ₂ S ₃
	17	4:1	Jordanit, mkl.	Geokronit, rh.		Ad I Vrbait, rh. (Tl, As)
18	5:1				Ad VI Lorandit, mkl. (Tl, As)	
19	6:1				Ad XVII Argyrodit, 4 Ag ₂ S · GeS ₂ Canfieldit, 4 Ag ₂ S · SnS ₂	
CuS	19	6:1	Luzonit (Endglied)	Famatinit (Endglied)		
Ag ₂ S	VI	1:1	Trechmannit, rho. Smithit, mkl.	Miargyrit, mkl.	Plenargyrit, mkl., Matildit, rh.	} kub.
	XVI	3:1	Proustit, rho. Xanthokon, mkl.	Pyrargyrit, rho. Pyrostilpnit, mkl.	?Tapalpit (m. Se)	
	XVIII	5:1	Pearcit, mkl.	Stephanit, rh.	} kub,	
	XX	8:1		Polybasit, mkl.		
	XXI	12:1		Polyargyrit, kub.		
Cu ₂ S	I	1:3	Die folgenden haben Fe ₂ S ₃ statt As ₂ S ₃ :	Eichbergit?	Dognacsakait? Cuprobismutit?	} kub.
	II	1:2				
	IV	3:4				
	VI	1:1	Chalkopyrit (Kupferkies), tetr.	Chalkostibit, rh.	Emplektit, rh.	} kub.
	IX	3:2	Barnhardt?	Stylotypit, mkl.	Klaprothit, rh.	
	XII	2:1			Wittichenit?	
	XV	5:2				
	XVI	3:1	Bornit			
	XVIII	5:1				

c) Sulfosalze ein- und zweiwertiger Metalle

Ihre Zusammensetzungspunkte liegen im Innern des Dreiecks der Fig. 1 und sind mit Buchstaben bezeichnet. In der Tabelle (S. 12) sind die Verhältniszahlen der Komponenten, sowie die Natur des mehrwertigen Elementes angegeben. Die meisten dieser Sulfosalze sind Ag-Pb-Salze. Eventuell kann man Cu^I-Cu^{II}-Salze und Fe^{II}-Fe^{III}-Salze hierher rechnen, wie das in der Tabelle geschehen ist.

Tabelle der Sulfosalze ein- und zweiwertiger Metalle

Buchst. in Fig. 1	$R^I S : R^{II} S : (R^{III} S_2 + R^{IV} S_2)$	$Ag_s : Pb : R_2^{III}$	$Cu_s : Pb : R_2^{III}$	$Cu_s : Cu : R_2^{III}$	Varia	$\left(\frac{R_s S}{R S}\right) : \left(\frac{R_2 S_2}{R S_2}\right)$
a	1:2:3	Andorit (Sb), rh.			Hutchinsonit (Tl, Pb, As), rh.	(1:1)
b	1:1:2	Alaskait (Bi)?			Ähnlich 1:5:4	(3:2)
c	2:1:2	Schirmerit (Bi)?			Fizelyit $Ag_3 Pb Sb_2$	
c ₁	1:5:4	Fizelyit (Sb), mkl.				
d	1:5:3	Owyheerit (Sb), rh.?				(2:1)
e	9:5:7	Schaphachit (Bi)?	Berthonit (Sb)?		Stannin (Cu_s , Fe, Sn), tetr.	
f	1:1:1	Brongniartit (Sb)?				
g	3:4:3	Diaphorit (Sb) rh. Freieslebenit (Sb), mkl.				(7:3)
h	1:2:1		Seligmannit (As) Bournonit (Sb) Aikinit (Bi) } rh		Cubanit (Cu_s , Fe, Fe ₂), rh. Sternbergit (Ag_s , Fe, Fe ₂), rh.	(3:1)
k	2:1:1				Samsonit (Ag_s , Mn, Sb ₂)	
l	5:2:2	? Lengenbachit (As)	Fahlerze, Tetraedrite, Tennantite, kub. hemim. (R_s^I , R_s^{II} , R_s^{III}) variabel			(7:2)
n	1:4:1			Enargit (As), rh. Famatinit (Sb) Sulvanit (V), rh.		(5:1) und mehr
Komplexe:		Ultrabasil 11 $Ag_2 S \cdot 25 Pb S \cdot 2 Sb_2 S_3 \cdot 3 Ge S_2$? Epigenit 3 $Cu_3 S \cdot 9 Cu S \cdot 6 Fe S \cdot 2 As_2 S_3$?				

3. Wichtigste Oxyde und Hydroxyde und salzartige Oxyde vom Spinelltypus

Auch die Oxyde und Hydroxyde sind teilweise als Erze wichtige Mineralien. Außerdem finden sich unter ihnen Edelsteine hoher Qualität. SiO_2 als Quarz ist einer der wichtigsten Gesteinsgemengteile. Manche der hierher gehörigen Verbindungen sind als Produkte der Oxydationszone von Erzlagernstätten bekannt. Bezeichnungen wie Ocker und Blüte werden im deutschen Sprachgebiet häufig angewandt. In den zwei tabellarischen Zusammenstellungen sind die Verbindungen dreiwertiger Elemente von den anderen getrennt, wobei jedoch die vorwiegend kolloidalen Mn-Verbindungen mit Limonit und Bauxit vereinigt wurden.

R	RO ₃	RO	R ₂ O		
Si	Quarz (trig.), Tridymit (pseudo-hex.) und Christobalit (pseudokub.). Mit nH ₂ O, kolloidal = Opal		H ₂ O Eis (hex.) Cu ₂ O Cuprit (kub.)		
Zr	Baddeleyit (mkl.)		Verbindungen RO ₃ sind: MoO ₃ Molybdit } (rh.) WO ₃ Tungstit }		
Th, U	Thorianit (kub.)				
Th _{1/2} Si _{1/2} Zr _{1/2} Si _{1/2} Sn Ti	Rutilgruppe (tetr.) TiO ₂ auch Anatas (tetr.) und Brookit (rh.)				
Pb				Massicot (rh.), Lithargit (tetr.)	
Mn					Periklasgruppe (kub.). Mit 1 H ₂ O = Brucitgruppe (hex.)
Ni Mg Cd					
Zn	Zinkit (hex. hemim.)				
Be	Bromellit (hex. hem.)				
Hg	Montroydit (rh.)				
Cu	Tenorit (trkl. pseudokub.)				

R	$R^{II}O \cdot R_2O_3 = [R_2O_4] R^{II}$	R_2O_3	$R_2O_3 \cdot nH_2O$
Al Fe (Mn) (Cr) (Ti) FeTi MgTi MnTi	Spinellgruppe (kub.) mit $R^{II} = Mg, Mn, Fe, Zn$ Hausmannit (tetr.) $= (Mn_2O_4)Mn$	Korundgruppe (rho.) Mn_2O_3 , meist mit Silikat, = Braunit (tetr.)	$n=1$ $R=Al, Fe, Mn$ Diasporgruppe mit Manganit $n=3$ $R=Al$ Hydrargillit (mkl.) $R=B$ Sassolin (trkl.) Kolloidal sind: $Fe_2O_3 \cdot nH_2O$ Limonit $Al_2O_3 \cdot nH_2O$ Bauxit und wasserhaltige Mn-Oxyde wie: Psilomelan , Wad. u. Pyrolusit
As		Senarmontitgruppe (kub.)	
Sb	$Sb_2O_3 \cdot \frac{1}{2}H_2O$ Stibiconit?	Valentinitgruppe (mkl. oder rh.)	
Bi		Bismut (hex.?)	

Zu den Oxyden im weiteren Sinne werden auch Mineralien gerechnet, die Verbindungen von folgendem Charakter entsprechen:

$FeO \cdot CuO =$ Delafossit (rho.); $FeO \cdot MnO_2 =$ Bixbyit (kub.);
 $BeO \cdot Al_2O_3 =$ **Chrysoberyll** (rh.) (pseudo-hex.); $Sb_2O_3 \cdot Sb_2O_5 =$ **Cervantit**(?);
 $Sb_2O_3 \cdot 2Sb_2S_3 =$ **Pyrostibit** (mkl.); $Fe_2O_3 \cdot 6MgO \cdot 15H_2O =$ **Pyroaurit** (hex.) usw.
Uraninit (Pechblende) siehe Seite 19.

4. Borate

Die Konstitution der hierher gehörigen Mineralien ist noch völlig unaufgeklärt. Wir schreiben die Formeln in Oxydform.

a) Borate zweiwertiger Elemente, durchwegs wasserhaltig

Paternoit (? rh.)	$MgO \cdot 4B_2O_3 \cdot 4H_2O$
Meyerhofferit (trkl.)	$2CaO \cdot 3B_2O_3 \cdot 7H_2O$
Hydroboracit (mkl.)	$CaO \cdot MgO \cdot 3B_2O_3 \cdot 6H_2O$
Pinnoit (tetr.)	$MgO \cdot B_2O_3 \cdot 3H_2O$
Sussexit (? rh.)	$2(Mn, Zn, Mg)O \cdot B_2O_3 \cdot H_2O$
Szaibelyit (? wirtelig)	$10MgO \cdot 4B_2O_3 \cdot 3H_2O$
Colemanit (mkl.)	$2CaO \cdot 3B_2O_3 \cdot 5H_2O$
Inyoit (mkl.)	$2CaO \cdot 3B_2O_3 \cdot 13H_2O$
Pandermit (trkl.)	$4CaO \cdot 5B_2O_3 \cdot 7H_2O$
Camsellit (? rh.)	$2MgO \cdot B_2O_3 \cdot H_2O$
Ascharit (?)	$2MgO \cdot B_2O_3 \cdot (\frac{2}{3}-1)H_2O$
Hambergit (rh.)	$4BeO \cdot B_2O_3 \cdot H_2O$

Bekannt sind somit nur wasserhaltige Borate von Be, Ca, Mg und untergeordnet von Mn und Zn. In einzelnen Mineralien ist etwas B_2O_3 durch SiO_2 ersetzt.

b) Borate einwertiger und ein- und zweiwertiger Elemente,
durchwegs wasserhaltig

Larderellit (? mkl.) $(\text{NH}_4)_2\text{O} \cdot 4 \text{B}_2\text{O}_3 \cdot 4 \text{H}_2\text{O}$.

Borax (mkl.) $\text{Na}_2\text{O} \cdot 2 \text{B}_2\text{O}_3 \cdot 10 \text{H}_2\text{O}$.

Kaliborit (mkl.) $\text{K}_2\text{O} \cdot 4 \text{MgO} \cdot 11 \text{B}_2\text{O}_3 \cdot 18 \text{H}_2\text{O}$.

Ulexit (mkl.) $\text{Na}_2\text{O} \cdot 2 \text{CaO} \cdot 5 \text{B}_2\text{O}_3 \cdot 16 \text{H}_2\text{O}$.

Franklandit (?) $2 \text{Na}_2\text{O} \cdot 2 \text{CaO} \cdot 6 \text{B}_2\text{O}_3 \cdot 15 \text{H}_2\text{O}$.

K-Mg-Borate und Na-, bezw. Na-Ca-Borate spielen die Hauptrolle.

c) Borate dreiwertiger und drei- und anderswertiger Elemente

Lagonit (? kub.) $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 3 \text{B}_2\text{O}_3 \cdot 3 \text{H}_2\text{O}$. Jeremejevit (rh. pseudo-hex.) $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{B}_2\text{O}_3$.

Rhodizit (pseudokub. oder kub. hemim.)

$4 (\text{Cs}, \text{Rb}, \text{K}, \text{Na}, \text{Li}, \text{H})_2\text{O} \cdot 4 \text{BeO} \cdot 3 \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 6 \text{B}_2\text{O}_3$.

Ludwigit (rh.) $4 (\text{Mg}, \text{Fe})\text{O} \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot \text{B}_2\text{O}_3$. Pinakiolith (rh.) $3 \text{MgO} \cdot \text{MnO} \cdot \text{Mn}_2\text{O}_3 \cdot \text{B}_2\text{O}_3$.

Wohl vierwertiges Ti enthält der Warwickit (rh.) $3 (\text{Mg}, \text{Fe})\text{O} \cdot \text{TiO}_2 \cdot \text{B}_2\text{O}_3$.

d) Doppelsalze von Boraten mit andern Salzen
(ausgenommen Silikaten)

Man findet z. B. Verbindungen wie folgende:

Lüneburgit (? mkl.) $3 \text{MgO} \cdot \text{B}_2\text{O}_3 \cdot \text{P}_2\text{O}_5 \cdot 8 \text{H}_2\text{O}$.

Sulfoborit (rh.) $6 \text{MgO} \cdot 2 \text{B}_2\text{O}_3 \cdot 2 \text{SO}_3 \cdot 9 \text{H}_2\text{O}$.

Boracit (kub. und pseudokub.) $6 \text{MgO} \cdot 8 \text{B}_2\text{O}_3 \cdot \text{MgCl}_2$.

Unter diesen Mineralien ist nur der Boracit von größerer Bedeutung.

5. Wichtigste Karbonate und Nitrate

A. Karbonate

Unter den Karbonaten sind diejenigen der zweiwertigen Elemente mineralogisch die wichtigsten. In der Hauptsache werden alle diese Verbindungen aus wässrigen Lösungen ausgeschieden. Basische Karbonate wie Malachit, Azurit, Hydrozinkit, sowie auch wasserfreie Karbonate wie Cerussit sind als Verwitterungsprodukte von Erzlagerstätten von Bedeutung.

R	wasserfrei	$\text{RCO}_3 \cdot m \text{H}_2\text{O} \cdot n \text{R}(\text{OH})_2$, bezw.	
		$\text{RCO}_3 \cdot m \text{H}_2\text{O}$	$\text{RCO}_3 \cdot n \text{R}(\text{OH})_2$
Na_2		$m = 1$ Thermonatrit (rh.)	
		$m = 10$ Soda (mkl.)	
Cu			$n = 1$ Malachit (mkl.)
			$n = \frac{1}{2}$ Azurit (mkl.)
Ni		$m = 4, n = 2$ Zaratit (?)	

R	wasserfrei	$R\text{CO}_3 \cdot m\text{H}_2\text{O} \cdot n\text{R}(\text{OH})_2$, bzw.	
		$R\text{CO}_3 \cdot m\text{H}_2\text{O}$	$R\text{CO}_3 \cdot n\text{R}(\text{OH})_2$
Fe u. Mn	} Calcitgruppe (rho.)		
Zn			$n = \frac{3}{2}$ Hydrozinkit (?)
Mg		$m = 3$ Nesquehonit (rh.) $m = 3, n = 1$ Artinit (mkl.); $m = 1, n = \frac{1}{3}$ Hydromagnesit (mkl.) $m = 7, n = \frac{1}{3}$ Lansfordit (trkl.)	
Ca		$[\text{CO}_3]_2 \text{Na}_2\text{Ca} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ Pirssonit (rh.) $[\text{CO}_3]_2 \text{Na}_2\text{Ca} \cdot 5\text{H}_2\text{O}$ Gaylussit (mkl.)	
Sr u. Ba	} Aragonitgruppe (rh. pseudohex.)		
Pb			$n = \frac{1}{2}$ Hydrocerussit (hex.)

Saure Karbonate sind z. B.

Teschemacherit (rh.) $\text{CO}_3[\text{NH}_4]\text{H}$ und Trona (mkl.) $\text{CO}_3\text{Na}_2 \cdot \text{CO}_3\text{NaH} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$.

Von Karbonaten dreiwertiger Elemente sind zu erwähnen:

Bismutosphärit (?) CO_3Bi_2 und Dawsonit (rh.) $[\text{CO}_3]_2 \text{Al}^{\text{Al}} \cdot \text{Na}(\text{OH}) \cdot \text{Al}(\text{OH})_3$.

Ein Uranylkarbonat ist vielleicht Rutherfordin (?) rh.).

Von kompliziert gebauten basischen Karbonaten ist

Brugnatellit (hex.) $\text{CO}_3[\text{Mg} \cdot \text{OH}]_2 \cdot 4\text{Mg}(\text{OH})_2 \cdot \text{Fe}(\text{OH})_3 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$
am wichtigsten.

Auch Verbindungen von Karbonaten mit Fluoriden und Chloriden sind bekannt, z. B.

$[\text{CO}_3]_3(\text{Ce, La, Dy})_2$ mit CaF_2 BaF_2 $(\text{Ce, La, Dy})\text{F}_3$
Parisit (hex.) Kordylit (hex.) Bastnäsit (?).

Ferner

Phosgenit (tetr.) $\text{CO}_3\text{Pb} \cdot \text{PbCl}_2$. Northupit (kub.) $[\text{CO}_3]_3 \text{Na}_2\text{Mg} \cdot \text{NaCl}$.

B. Nitrate

Die wichtigsten natürlich auftretenden Nitrate sind die Salpeter:

Natronsalpeter (Chilesalpeter) (rho. hol.) NaNO_3 .

Kalisalpeter (rh. pseudohex.) KNO_3 . **Kalksalpeter** (mkl.?) $\text{Ca}(\text{NO}_3)_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$.

Doppelsalze mit Sulfaten sind beispielsweise:

Darapskit (mkl.) $\text{NaNO}_3 \cdot \text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$.

Nitroglauberit (?) $6\text{NaNO}_3 \cdot 2\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$.

6. Wichtigste Halogenverbindungen und Sulfate

Ist schon ein Teil der Karbonate (Calcitgruppe, Alkalikarbonate usw.) für sedimentäre Lagerstätten charakteristisch, so gilt dies im vermehrten Maße für eine Großzahl der Halogenverbindungen, Sulfate und der zugehörigen Doppelsalze. Daneben gehören auch Mineralien wie Fluorit und Kryolith hierher, die als Fluorverbindungen pneumatolytischen Prozessen ihre Entstehung verdanken können. Die Erdalkalisulfate wie Baryt, Anglesit und Witherit schließlich sind als Gangarten (Begleiter) sulfidischer Erzlagerstätten besonders bekannt. Daß in der Oxydations-

zone statt oder aus Sulfiden sich Sulfate bilden können, bedarf keiner näheren Erläuterung. Die Einteilung ist nach mehr praktisch-chemischen Gesichtspunkten vorgenommen worden. Die Systeme $R_2O_3 \cdot SO_3 \cdot H_2O$ sind als solche etwas ausführlicher behandelt, da sich wohl manche der künstlich gefundenen Verbindungen als natürliche Zersetzungsprodukte konstatieren lassen werden.

A. Haloidsalze

a) Einfache Halogenide

Mit R ^I	{	Steinsalzgruppe (kub.)	Steinsalz NaCl Sylvin KCl usw.; dazu auch Kerargyrit AgCl usw.
		Salmiakgruppe (kub.)	Salmiak (NH ₄)Cl
		Nantockitgruppe (kub.)	Nantockit CuCl Marshit CuJ usw.
		Jodyrit (hex.) AgJ	
Mit R ^{II}	{	Fluorit (kub.) CaF ₂	Kalomel (tetr.) HgCl
		Cotunnit (rh.) PbCl ₂	Sellait (tetr.) MgF ₂
Mit R ^{III}	{	Fluocerit (hex.) (Ce, La, Dy)F ₃	Bischofit (mkl.) MgCl ₂ · 6 H ₂ O
		Fluellit (rh.) AlF ₃ · H ₂ O	Molysit FeCl ₃ Chloraluminit (trig.) AlCl ₃ · 6 H ₂ O

b) Doppelhalogenide

Es sind beispielsweise Verbindungen bekannt wie:

Kryolith (mkl.) $AlF_3 \cdot 3 NaF$ **Kryolithionit** (kub.) $2AlF_3 \cdot 3 NaF \cdot 3 LiF$
Chiolith (tetr.) $3 AlF_3 \cdot 5 NaF$ **Pachnolith** und **Thomsenolith** (mkl.) $AlF_3 \cdot CaF_2 \cdot H_2O \cdot NaF$

Hieratit (kub.) $SiF_4 \cdot 2 KF$ usw.

ferner:

Carnallit (rh.) $MgCl_2 \cdot KCl \cdot 6 H_2O$ usw.

c) Oxyhalogenide

Es gehören hierher:

Matlockit (pseudo-hex.) $PbCl_2 \cdot PbO$. **Mendipit** (rh.) $PbCl_2 \cdot 2 PbO$.
Penfieldit (hex.) $2 PbCl_2 \cdot PbO$. **Laurionit** (rh.) $PbCl_2 \cdot Pb(OH)_2$.
Atakamit (rh.) $CuCl_2 \cdot 3 Cu(OH)_2$ usw.

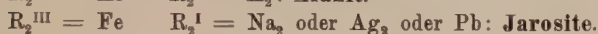
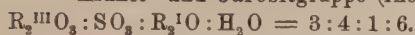
B. Sulfate

a) Sulfate einwertiger und ein- und zweiwertiger Elemente

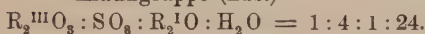
R ₂ ^I	Salze nur einwertiger Elemente	Wasserfreie Doppelsalze $n R_2^I SO_4 \cdot 1 R^{II} SO_4$			Wasserhaltige Doppelsalze $n R_2^I SO_4 \cdot 1 R^{II} SO_4 \cdot m H_2O$			
		n	R ^{II}		n	m	R ^{II}	
Na ₂	wasserfrei: Thenardit (rh.)	3	Mg	Vanthoffit (?)	1	2½	Mg	Loewit (tetr.)
	mit 10 H ₂ O: Glaubersalz (mkl.)	1	Ca	Glauberit (mkl.)	1	4	Mg	Astrakanit (mkl.)
					1	2	Cu	Kröhnkit (mkl.)
K ₂	wasserfrei: Glaserit (trig.)	1	Mg	Langbeinit (kub.)	1	1	Ca	Syngenit (mkl.)
	Na K ₂ (SO ₄) ₂	1	Pb	Palmierit (rho.)	1	4	Mg	Leonit (mkl.)
					1	6	Mg	Schoenit (mkl.)
					1	6	Cu	Cyanochroit (mkl.)

Verhältnis $R_2O_3 : SO_3$	Al_2O_3	Fe_2O_3
1 : 2	mit ? H_2O Alumian	mit 1 H_2O künstlich " 6 H_2O ? Glockerit, ev. Castanit (? mkl.) " 7 H_2O Amarantit (trkl.) " 9 H_2O Fibroferit (? mkl.)
3 : 4		mit 9 H_2O Karphosiderit (trig.)
1 : 1	mit 9 H_2O Aluminit (? mkl.)	
2 : 1	mit 10 H_2O Felseobanyit (rh.) " 15 H_2O Paraluminat	

Alunit- und Jarositgruppe (rho. oder pseudorho.)

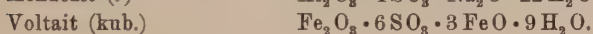
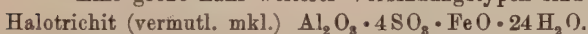


Alaungruppe (kub.)



R^{III} und R^I sehr variabel.

Eine große Zahl weiterer Verbindungstypen sind bekannt, z. B.:



7. Wichtigste Chromate, Molybdate, Wolframate, Uranate

A. Chromate, Molybdate, Wolframate

	Chromate	Molybdate	Wolframate
K_2	Tarapacait (rh.)	—	—
Ca	—	} Wulfenitgruppe (tetr.) }	} Scheelitgruppe (tetr.) }
Pb	Krokoit (mkl.)		
Fe	—	—	} Wolframitgruppe (mkl.) }
Mn	—	—	

B. Uranverbindungen

Die Zahl der Uranverbindungen ist eine sehr große. Nur die Pechblende kann als einfaches Uranat im Grenzfall betrachtet werden. Es seien jedoch hier gleichzeitig einige andere U-reiche Mineralien erwähnt.

Pechblende (Uranpecherz, Uraninit) enthält meist nur 80% Uranoxyde, dazu PbO , ThO_2 usw.

Uranhaltige Sulfate sind: Gilpinit, Zippeit und Uranopilit, alle optisch zweiachsig. Besser bekannt ist der trikline **Johannit** ($?CuSO_4 \cdot (UO_2)_3[SO_4]_2 \cdot 4H_2O$).

Becquerelit, Schoepit, Curit sind wasserhaltige und meist PbO -haltige Uranoxyde. Noch SiO_2 enthalten Gummit, Uranotil, Kasolit, Soddyit usw. Dewindtit und

Stasit sollen der Formel $4 \text{PbO} \cdot 8 \text{UO}_3 \cdot 3 \text{P}_2\text{O}_5 \cdot 12 \text{H}_2\text{O}$ entsprechen. Für Uranosphaerit wird angegeben $\text{Bi}_2\text{O}_3 \cdot 2 \text{UO}_3 \cdot 3 \text{H}_2\text{O}$, für Uranophan $\text{CaO} \cdot 2 \text{UO}_3 \cdot 2 \text{SiO}_2 \cdot 6 \text{H}_2\text{O}$.

Als Uranylverbindungen gelten **Torbernit** (tetr.) und **Autunit** (rh.), sowie **Zeunerit** (tetr.) und **Uranospinit** (siehe Seite 23). Die empirische Zusammensetzung des wichtigen rhombischen **Carnotites** ist nahezu $\text{K}_2\text{O} \cdot \text{V}_2\text{O}_5 \cdot 2 \text{UO}_3 \cdot 3 \text{H}_2\text{O}$. Schließlich enthält auch oft der **Samarskit** (rh.) gewinnbare Mengen Uranoxyde.

8. Phosphate, Arseniate, Vanadate, Antimoniate und Verwandte

Die Zahl der als Phosphate, Vanadate usw. bekannten Mineralien ist eine recht große, doch besitzt eigentlich nur der Apatit mit seinen Abarten technische Bedeutung. Die meisten der übrigen Mineralien sind gelegentliche Produkte der Umsetzungen in der äußersten Lithosphäre. Oft handelt es sich um mineralogische Seltenheiten. Trotzdem ist versucht worden, vielerlei Beispiele für die einzelnen Verbindungstypen anzugeben. Die Zusammenstellung soll vor allem auf die große Mannigfaltigkeit der chemischen Verhältnisse aufmerksam machen, die ihr Gegenstück in der Silikat-mineralogie findet.

A. Phosphate usw. einwertiger Elemente

Typus $[\text{PO}_4]\text{R}_3^{\text{I}}$

Nur als saure, wasserhaltige Phosphate bekannt, z. B.

Stercorit (trkl. pseudomonokl.) $[\text{PO}_4](\text{NH}_4)\text{NaH} \cdot 8 \text{H}_2\text{O}$.

B. Phosphate usw. ein- und zweiwertiger Elemente

a) Wasserfreie Salze. Typus $[\text{PO}_4]_{\text{R}^{\text{I}}\text{R}^{\text{II}}}$

Monetit (trkl.) $[\text{PO}_4]_{\text{Ca}}^{\text{H}}$. **Beryllonit** (rh. pseudohex.) $[\text{PO}_4]_{\text{Be}}^{\text{Na}}$.

Ferner die Lithiophililitgruppe (rh.) mit **Natrophilit** (NaMn), **Lithiophililit** (LiMn) und **Triphylin** (Li(Fe, Mn)).

b) Wasserhaltige Salze. Typus $[\text{PO}_4]_{\text{R}^{\text{I}}\text{R}^{\text{II}}}^{\text{I}} \cdot n \text{H}_2\text{O}$, meist saure Salze

Phosphate				Arseniate			
R^{I}	R^{II}	n		R^{I}	R^{II}	n	
—	—	—		H	Ca	1	Haidingerit (rh.)
H	Ca	2	Brushit (mkl.), isomorph mit	H	Ca	2	Pharmakolith (mkl.)
H	Mg	3	Newberyit (rh.)	H	Ca	$3\frac{1}{2}$	Wapplerit (trkl.)
NH_4	Mg	6	Struvit (rh.)	H	Mg	7	Rösslerit (mkl.)

Ferner Doppelsalze wie:

Hannayit (trkl.) $[\text{PO}_4]_2\text{Mg}_3 \cdot [\text{PO}_4]_2(\text{NH}_4)_3 \cdot 8 \text{H}_2\text{O}$ und

Hureaulit (mkl.) $[\text{PO}_4]_2(\text{Mn, Fe})_3 \cdot [\text{PO}_4]_2(\text{Mn, Fe})_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$.

Hierher auch die

Mn-Fe-Na-Ca-Phosphate: **Fillowit** (mkl.) und **Dickinsonit** (mkl.).

C. Phosphate usw. zweiwertiger Elemente

a) Wasserfreie, einfache Salze. Typus $[\text{PO}_4]_2\text{R}_3^{\text{II}}$

Graftonit (mkl.) $[\text{PO}_4]_2(\text{Fe, Mn, Ca})_3$.

Berzeliit (kub.) $[\text{AsO}_4]_2(\text{Ca, Mg, Mn})_3$.

Monimolit (kub.) $[\text{SbO}_4]_2\text{Pb}_3$.

Karyinit (? mkl.) $[\text{AsO}_4]_3(\text{Ca, Mg, Mn, Pb})_3$.

b) Wasserhaltige, einfache Salze. Typus $[\text{PO}_4]_2 \text{R}_3^{\text{II}} \cdot n \text{H}_2\text{O}$

n	R_3^{II}	Phosphate	R_3^{II}	Arseniate
2	$(\text{Ca}, \text{Mn}, \text{Fe})_3$	Fairfieldit (trkl.)	$(\text{Ca}, \text{Co}, \text{Mg})_3$ Mn_3	Roselith (trkl.) Brandtit (trkl.)
3	$(\text{Mn}, \text{Fe})_3$	Reddingit (rh.)	—	—
4	FeCa_2 Mn_3 Zn_3	Anapait (trkl.) Stewartit (trkl.) Hopeit (rh.)	— — —	— — —
5	—	—	Cu_3	Trichalcit (?)
8	Fe_3 Mg_3 $(\text{Mg}, \text{Ca})_3$	Vivianit (mkl.) Bobierrit (mkl.) Hautefeuillit (mkl.)	Fe_3 Mg_3 Co_3 Ni_3 $(\text{Zn}, \text{Co}, \text{Ni})_3$	Sympleisit (mkl.) Hörnesit (mkl.) Erythrin (mkl.) Annabergit (mkl.) Köttigit (mkl.)

} isomorphe
Gruppe

c) Wasserfreie Doppelsalze. Allgemeine Formel: $n[\text{PO}_4]_2 \text{R}_3^{\text{II}} \cdot m \text{Q}$

Q meist Halogensalz oder Hydroxyd. Es sind besonders Typen bekannt mit $n:m = 3:1$ oder $1:1$ oder $1:2$ oder $1:3$.

 $\alpha)$ Typus $3[\text{PO}_4]_2 \text{R}_3^{\text{II}} \cdot \text{Q} = \text{Apatitgruppe (hex.)}$

	Phosphate	Arseniate	Vanadate
$\text{R}^{\text{II}} = \text{Ca}; \text{Q} = \left\{ \begin{array}{l} \text{CaF}_2, \text{CaCl}_2 \\ \text{Ca}(\text{OH})_2, \text{CaCO}_3 \\ \text{CaSO}_4 \end{array} \right\}$	Apatite	—	—
$\text{R}^{\text{II}} = \text{Pb}; \text{Q} = \text{PbCl}_2$	Pyromorphit	Mimetesit	Vanadinit

 $\beta)$ Typus $[\text{PO}_4]_2 \text{R}_3^{\text{II}} \cdot \text{R}^{\text{II}}(\text{OH}, \text{F}, \text{Cl})_2$ oder $[\text{PO}_4]_{\text{R}^{\text{II}}}^{\text{R}^{\text{II}}}(\text{OH}, \text{F}, \text{Cl})$

	Phosphate	Arseniate	Vanadate
rhombisch	$\left. \begin{array}{l} \text{Cu} \\ \text{Cu}(\text{OH}) \end{array} \right\} \text{Libethenit}$	$\left. \begin{array}{l} \text{Zn} \\ \text{Zn}(\text{OH}) \end{array} \right\} \text{Adamin}$	$\left. \begin{array}{l} (\text{Pb}, \text{Zn}) \\ \text{Pb}(\text{OH}) \end{array} \right\} \text{Descloizit}$
	[isomorphe Libethenitgruppe]	$\left. \begin{array}{l} \text{Cu} \\ \text{Cu}(\text{OH}) \end{array} \right\} \text{Olivenit}$	$\left. \begin{array}{l} (\text{Pb}, \text{Zn}, \text{Cu}) \\ \text{Pb}(\text{OH}) \end{array} \right\} \text{Cupro-} \\ \text{descloizit}$
	[isomorphe Descloizitgruppe]	$\left. \begin{array}{l} \text{Ca} \\ \text{Cu}(\text{OH}) \end{array} \right\} \text{Higginsit}$	$\left. \begin{array}{l} (\text{Pb}, \text{Mn}) \\ \text{Pb}(\text{OH}) \end{array} \right\} \text{Pyrobelonit}$

	Phosphate	Arseniate	Vanadate
monoklin	$\left. \begin{array}{l} \text{Ca} \\ \text{Be(OH, F)} \end{array} \right\} \text{Herderit}$ $\left. \begin{array}{l} \text{Ca} \\ \text{Be(OH)} \end{array} \right\} \text{Hydroherderit}$	$\left. \begin{array}{l} \text{Ca} \\ \text{Mg F} \end{array} \right\} \text{Tilasit}$ $\left. \begin{array}{l} \text{Mn} \\ \text{Mn(OH)} \end{array} \right\} \text{Sarkinit}$	Triklin ist schließlich $(\text{PO}_4)_2 \text{Zn} = \text{Tarbutt}$ $\text{Zn(OH)} = \text{Tarbutt}$
	$\left. \begin{array}{l} \text{Mg} \\ \text{Mg F} \end{array} \right\} \text{Wagnerit}$ $\left. \begin{array}{l} (\text{Fe, Mn}) \\ (\text{Fe, Mn}) \text{F} \end{array} \right\} \text{Triplit}$ $\left. \begin{array}{l} (\text{Mn, Fe}) \\ (\text{Mn, Fe}) \text{(OH)} \end{array} \right\} \text{Triploidit}$	$\left. \begin{array}{l} \text{Ca} \\ \text{Mg(OH)} \end{array} \right\} \text{Adelit}$ [morphologisch verwandte Gruppe]	

γ) Typus $[\text{PO}_4]_2 \text{R}_3^{\text{II}} \cdot 2 \text{R}^{\text{II}}(\text{OH})_2$

Phosphate	Arseniate	Vanadate
Cu und OH = Dihydrat (trkl.)	Cu und OH = Erinit(?) Pb und Cl = Georgiadesit (rh.)	Cu, Pb und OH = Mottramit(?) Bleifrei = Turanit

δ) Typus $[\text{PO}_4]_2 \text{R}_3^{\text{II}} \cdot 3 \text{R}^{\text{II}}(\text{OH})_2$

Mit Cu als Phosphat = Phosphorochalcit(?), als Arseniat = Klinoklas (mkl.).
 Ein Ca-Arseniat mit einem Hydroxyd dreiwertiger Elemente ist Dussertit (rho. oder hex.)
 $[\text{AsO}_4]_2 \text{Ca}_3 \cdot 3 \text{Fe}(\text{OH})_3$.

d) Wasserhaltige Doppelsalze

Allgemeine Formel $n[\text{PO}_4]_2 \text{R}_3^{\text{II}} \cdot m \text{R}^{\text{II}}(\text{OH})_2 \cdot x \text{H}_2\text{O}$

α) Typus $2[\text{PO}_4]_2 \text{R}_3^{\text{II}} \cdot \text{R}^{\text{II}}(\text{OH})_2 \cdot x \text{H}_2\text{O}$

Ludlamit (mkl.) $2[\text{PO}_4]_2 \text{Fe}_3 \cdot \text{Fe}(\text{OH})_2 \cdot 8 \text{H}_2\text{O}$.

β) Typus $[\text{PO}_4]_2 \text{R}_3^{\text{II}} \cdot \text{R}^{\text{II}}(\text{OH})_2 \cdot x \text{H}_2\text{O}$

x	[]	R	
$\frac{1}{2}$	(As, P, V)	(Cu, Ca)	Konichalcit (rh.)
2	P	Cu	Tagilit (mkl.)
3	P	Zn	Spencerit (mkl.)

γ) Typus $[\text{PO}_4]_2 \text{R}_3^{\text{II}} \cdot 2 \text{R}^{\text{II}}(\text{OH})_2 \cdot x \text{H}_2\text{O}$

Tsumebit (? mkl.) $[\text{PO}_4]_2 \text{Pb}_3 \cdot 2(\text{Pb, Cu})(\text{OH})_2 \cdot 6 \text{H}_2\text{O}$.

δ) Typus $[\text{PO}_4]_2 \text{R}_3^{\text{II}} \cdot 3 \text{R}^{\text{II}}(\text{OH})_2 \cdot x \text{H}_2\text{O}$

Hämafibrat $[\text{AsO}_4]_2 \text{Mn}_3 \cdot 3 \text{Mn}(\text{OH})_2 \cdot 2 \text{H}_2\text{O}$.

Fraglich ist die Zusammensetzung des Chalkophyllites (rho.), eventuell $[\text{AsO}_4]_2 \text{Cu}_3 \cdot 4 \text{Cu}(\text{OH})_2 \cdot 10 \text{H}_2\text{O}$. Lindackerit läßt sich schreiben: $2[\text{AsO}_4]_2 \text{Cu}_3 \cdot 2 \text{Ni}(\text{OH})_2 \cdot [\text{SO}_4] \text{Ni} \cdot 5 \text{H}_2\text{O}$.

e) Wasserhaltige Uranylsalze

Trögerit (tetr.) $[\text{AsO}_4]_2[\text{UO}_2]_3 \cdot 12 \text{H}_2\text{O}$.Uranglimmergruppe $[\text{PO}_4]_2(\text{UO}_2)_3 \text{R} \cdot 8 \text{H}_2\text{O}$ mit folgenden Gliedern.

R	Phosphate	Arseniate
Cu	Torbernit (tetr.)	Zeunerit (tetr.)
Ca	Autunit (rh. pseudotetr.)	Uranospinit (rh. pseudotetr.)

D. Phosphate usw. zwei- und dreiwertiger Elemente

Hierher gehören komplexe Verbindungen wie

Mixit (rh.) $[\text{AsO}_4]_5 \text{Bi}_{\text{Cu}} \cdot 4 \text{Cu}(\text{OH})_2 \cdot 7 \text{H}_2\text{O}$.

E. Phosphate usw. dreiwertiger Elemente

a) Wasserfreie Salze. Typus $[\text{PO}_4]\text{R}^{\text{III}}$

$$[\text{PO}_4] \begin{cases} \text{Y-Metalle} = \text{Xenotim (tetr.)} \\ \text{Ce-Metalle} = \text{Monazit (mkl.)} \end{cases}$$
 $[\text{VO}_4]\text{Bi} = \text{Pucherit (rh.)}$; $[\text{SbO}_4]\text{Sb} = \text{Cervantit (?)}$.b) Wasserhaltige, einfache Salze. Typus $[\text{PO}_4]\text{R}^{\text{III}} \cdot x \text{H}_2\text{O}$

	Al	Fe
PO_4	mit $\frac{1}{4} \text{H}_2\text{O} = \text{Berlinit (?)}$ " $2 \text{H}_2\text{O} = \begin{cases} \text{Variscit (rh.)} \\ \text{Lucinit (rh.)} \end{cases}$ " $2\frac{1}{2} \text{H}_2\text{O} = \text{Callinit (?)}$ " $3 \text{H}_2\text{O} = \text{Zepharovichit}$	mit $\frac{1}{2} \text{H}_2\text{O} = \text{Purpurit (Mn-haltig)}$ " $1\frac{3}{4} \text{H}_2\text{O} = \text{Phosphosiderit (rh.)}$ " $2 \text{H}_2\text{O} = \text{Strengit (rh.)}$ " $3 \text{H}_2\text{O} = \text{Koninekit (rh.?)}$
AsO_4	—	mit $2 \text{H}_2\text{O} = \text{Skorodit (rh.)}$

Ferner: $[\text{PO}_4](\text{La, Dy, Y, Er}) \cdot \text{H}_2\text{O} = \text{Scovillit (opt. einachs.)}$.

c) Wasserfreie Doppelsalze (meist sogen. basische Salze)

Phosphate	Arseniate
Krauerit (rh.) $[\text{PO}_4]\text{Fe} \cdot \text{Fe}(\text{OH})_3$	Arseniosiderit (wirtelig) $3[\text{AsO}_4]\text{Fe} \cdot \text{Fe}(\text{OH})_3 \cdot 3 \text{Ca}(\text{OH})_2$
Angelith (mkl.) $[\text{PO}_4]\text{Al} \cdot \text{Al}(\text{OH})_3$	Flinkit (rh.) $[\text{AsO}_4]\text{Mn} \cdot 2 \text{Mn}(\text{OH})_2$
Trolleith (rh.) $3[\text{PO}_4]\text{Al} \cdot \text{Al}(\text{OH})_3$	Haematolith (rho.) $[\text{AsO}_4](\text{Mn, Al}) \cdot 4 \text{Mn}(\text{OH})_2$
Florencit (rho.) $[\text{PO}_4](\text{Al, Ce}) \cdot \text{Al}(\text{OH})_3$	Synadelphit (rh.) $2[\text{AsO}_4](\text{Mn, Al}) \cdot 5 \text{Mn}(\text{OH})_2$
Amblygonit (trkl.) $[\text{PO}_4]\text{Al} \cdot \text{Li}(\text{F, OH})$	Durangit (mkl.) $[\text{AsO}_4]\text{Al} \cdot \text{NaF}$
Natronamblygonit (trkl.) $[\text{PO}_4]\text{Al} \cdot \text{Na}(\text{F, OH})$	
Lazulith (mkl.) $2[\text{PO}_4]\text{Al} \cdot (\text{Mg, Fe})(\text{OH})_2$	
Tavistockit (?) $2[\text{PO}_4]\text{Al} \cdot 3 \text{Ca}(\text{OH})_2$	
Jezekit (mkl.) $2[\text{PO}_4]\text{Al} \cdot 4 \text{Na}(\text{OH, F}) \cdot \text{CaO}$	

Ferner die rhomboedrische **Svanbergitgruppe**Svanbergit $[\text{PO}_4]\text{Al} \cdot \text{SO}_4\text{Sr} \cdot 2\text{Al}(\text{OH})_3$ Hinsdalit $[\text{PO}_4]\text{Al} \cdot \text{SO}_4\text{Pb} \cdot 2\text{Al}(\text{OH})_3$ Korkit $[\text{PO}_4]\text{Fe} \cdot \text{SO}_4\text{Pb} \cdot 2\text{Fe}(\text{OH})_3$ Beudantit $[\text{AsO}_4]\text{Fe} \cdot \text{SO}_4\text{Pb} \cdot 2\text{Fe}(\text{OH})_3$

d) Wasserhaltige Doppelsalze (bezw. basische Salze)

	$1 \text{ R}^{\text{III}}(\text{OH})_3$	$2 \text{ R}^{\text{III}}(\text{OH})_3$	komplex
$2[\text{PO}_4]\text{Al}$	mit $5 \text{ H}_2\text{O}$ = Wavellit (rh.)	mit $3 \text{ H}_2\text{O}$ Peganit (rh.)	Cu-haltig Kalait (Türkis); Chalkosiderit (trkl.)
$2[\text{PO}_4]\text{Fe}$	mit $2\frac{1}{2} \text{ H}_2\text{O}$ = Eleonorit (mkl.)	mit $9 \text{ H}_2\text{O}$ = Kakoxen (? trkl.)	
$2[\text{AsO}_4]\text{Fe}$	mit $5 \text{ H}_2\text{O}$ = Pharmakosiderit (? kub.)		

Ferner

Childrenit (rh.) $[\text{PO}_4]\text{Al} \cdot (\text{Fe}, \text{Mn})(\text{OH})_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$.**Eosphorit** (rh.) $[\text{PO}_4]\text{Al} \cdot (\text{Mn}, \text{Fe})(\text{OH})_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$.**Mazapilit** (rh.) $4[\text{AsO}_4]\text{Fe} \cdot 3 \text{ Ca}(\text{OH})_2 \cdot 3 \text{ H}_2\text{O}$.

und Verbindungen wie:

Lossenit (rh.) $6[\text{AsO}_4]\text{Fe} \cdot 3 \text{ Fe}(\text{OH})_3 \cdot [\text{SO}_4]\text{Pb} \cdot 12 \text{ H}_2\text{O}$.

9. Arsenite, Antimonite, Niobate, Tantalate

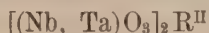
Manche der Arsenite sind erst neuerdings bekannt geworden. Die Niobate und Tantalate sind zum Teil außerordentlich komplexer Natur. Sie treten vorzugsweise als mineralogische Seltenheiten in Pegmatitgängen auf, sind also aus Restlösungen des Magmas gebildet worden, in denen sich die seltenen Elemente angereichert hatten. Das gleiche gilt für die unter 10 zu besprechenden Ti-Zr-Verbindungen. Es wäre außerordentlich erwünscht, durch systematische experimentelle Untersuchungen über die Chemie dieser interessanten Verbindungen näheren Aufschluß zu erhalten.

A. Arsenite, Antimonite

a) Typus $[\text{AsO}_3]_2 \text{R}_3^{\text{II}}$ **Armangit** (rho. hol.) $[\text{AsO}_3]_2 \text{Mn}_3$.**Trigonit** (mkl. hem., hypotrigonal) $[\text{AsO}_3]_3 \text{Pb}_3 \cdot [\text{AsO}_3] \text{H Mn}$.**Dixenit** (rho., glimmerähnlich) $[\text{AsO}_3]_3 \text{Mn}_3 \cdot [\text{SiO}_3] \text{Mn} \cdot [\text{OH}]_2 \text{Mn}$.**Finnemanit** (hex.) $3[\text{AsO}_3]_2 \text{Pb}_3 \cdot \text{Cl}_2 \text{Pb}$.**Trippkeit** (wirtelig) $n \text{ CuO} \cdot \text{As}_2 \text{O}_3$.b) Typus $[\text{Sb}_2 \text{O}_4] \text{R}^{\text{II}}$ **Nadorit** (rh.) $[\text{Sb}_2 \text{O}_4] \text{Pb} \cdot \text{Cl}_2 \text{Pb}$.

B. Niobate und Tantalate

a) Relativ einfache Niobate und Tantalate vom Typus



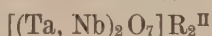
Columbitgruppe: Mischkristalle von $[\text{NbO}_3]_2\text{Fe}$, $[\text{NbO}_3]_2\text{Mn}$, $[\text{TaO}_3]_2\text{Fe}$, $[\text{TaO}_3]_2\text{Mn}$ in rhombisch holodrischer Ausbildung. Dazu gehören:

Tantalit $[(\text{Ta}, \text{Nb})\text{O}_3](\text{Fe}, \text{Mn})$. **Niobit** = **Columbit** $[(\text{Nb}, \text{Ta})\text{O}_3](\text{Fe}, \text{Mn})$. Zinnhaltig ist der **Ixionolith**.

Dimorph zur Columbitgruppe ist die **Tapiolitgruppe** (tetr. hol.) mit:

Tapiolith $[(\text{Ta}, \text{Nb})\text{O}_3]_2(\text{Fe}, \text{Mn})$. **Mossit** $[(\text{Nb}, \text{Ta})\text{O}_3]_2(\text{Fe}, \text{Mn})$.

b) Relativ einfache Niobate und Tantalate vom Typus



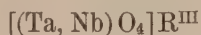
Mikrolith (kub.) $[(\text{Ta}, \text{Nb})_2\text{O}_7](\text{Ca}, \text{Mn}, \text{Fe}, \text{Mg})_2$ (oft F- und OH-haltig).

Koppit (?) F- und Ce-haltiges Ca-Na-Niobat.

Samarskit (rh.) im wesentlichen $[(\text{Nb}_2\text{O}_7)]_3\text{Y}_4$, oft mit reichlich Ta_2O_5 , UO_3 , FeO .

Ähnlich zusammengesetzt ist der rhombische **Yttrotantalit**. Hierher gehören auch **Plumboniobit**, **Hjelmit**, **Pyrhit**.

c) Relativ einfache Niobate und Tantalate vom Typus



Fergusonit (tetr.) $[(\text{Nb}, \text{Ta})\text{O}_4](\text{Y}, \text{Er}, \text{Ce})$, oft mit etwas $[\text{Nb}_2\text{O}_7]\text{Ca}_2$.

Damit verwandt:

Risörit (?kub.) $[(\text{Nb}, \text{Ta})\text{O}_4]\text{R}^{\text{III}} \cdot n[\text{TiO}_4]\text{R}_2^{\text{II}}$.

d) Komplexe Nb-Ta-Ti-Verbindungen

Es sind Verbindungen von Niobaten, Tantalaten, Titanaten sehr variabler Zusammensetzung, oft reich an seltenen Erden, Uranoxyden usw. Hierher gehören: **Enxenit**-Polykras (rh. hol.), vorwiegend Y-Niobat-Tantalat-Titanat mit UO_3 und H_2O . Ähnlich zusammengesetzt, hie und da etwas wasserreicher sind **Blomstrandit**-**Priorit** (rh. hol.).

Ampangabeit (?) UO_2 - ThO_2 -haltiges, wasserreiches Niobat.

Betafit	{	UO ₃ -haltige, wasserreiche Niobate bis Tantalate und Titanate mit CaO, Al ₂ O ₃ , Fe ₂ O ₃ usw. Vermutlich kubisch kristallisierend.
Samiresit		
Blomstrandit		

Pyrochlor, wasserarmes oder wasserfreies, kubisches, Ti-Th-Zr-reiches Niobat-Tantalat (oft F-haltig).

Hatchettolith Ca-Nb-Ta-Ti-U-Verbindung, wasserhaltig.

Eine Ti-Nb-Verbindung ist auch der kubische **Dysanalyt**.

Ellsworthit, wasserhaltige Ce-Nb-U-Ti-Verbindung.

Aeschynit (rh.) Ce-Ca-Fe-Niobat-Titanat mit Th.

Kieselsäurereich oder Zr-reich sind **Polymignit** (rh. hol.), **Steenstrupin** (rho.), zum Teil auch **Chalkolamprit** (kub.).

Sehr Ti-reich ist der rhombische **Wikit**.

10. Titanate, Zirkoniate und Ti-Zr-Silikate

A. Einfache Titanate

a) Vom Perowskittypus

Perowskit (pseudokub. und kub.) $[\text{TiO}_3]\text{Ca}$; **Benitoit** (trig. hol.) $[\text{TiO}_3 \cdot 3\text{SiO}_2]\text{Ba}$.
Lorenzenit (rh.) $[\text{TiO}_3 \cdot \text{TiO}_2 \cdot 2\text{SiO}_2]\text{Na}_2$ (siehe auch unter B).

b) Vom Titanittypus

Titanit (mkl. hol.) $[\text{SiO}_5]_{\text{Ti}}^{\text{Ca}}$; **Yttrotitanit** (mkl. hol.) $[\text{SiO}_5]_{\text{Ti}}^{\text{Ca}}$ und $[\text{SiO}_5](\text{Al}, \text{Y}, \text{Fe})_2$.
Uhligit $[(\text{Ti}, \text{Zr})_2\text{O}_6]\text{Ca}$ mit $[\text{TiO}_5]\text{Al}_2$.

B. Komplexe Ti-Zr-Sn-Silikate

Katapleit (mkl. hol.) $[\text{Si}_2\text{ZrO}_{11}]\text{Na}_2\text{H}_4$; auch Ca-haltig.

Stokesit (rh. hol.) $[\text{Si}_8\text{SnO}_{11}]\text{CaH}_4$.

Elpidit (rh. hol.; pseudo-hex.) ungefähr $[\text{Si}_6\text{ZrO}_{18}]\text{Na}_2\text{H}_6$.

Leukosphenit (mkl. hol.) $[\text{Si}_{10}\text{Ti}_2\text{O}_{27}]\text{BaNa}_4$. **Lorenzenit** (rh.) $[\text{Si}_2\text{Ti}_2\text{O}_9]\text{Na}_2$.

Ca-Na-haltig ist der **Molengraffit**.

Neptunit (mkl. hol.) $[\text{Si}_4\text{TiO}_{12}](\text{Fe}, \text{Mn})(\text{Na}, \text{K})_2$.

Narsarsukit (tetr. hol.) $[\text{Si}_{12}\text{Ti}_2\text{O}_{32}]\text{Na}_5\text{Fe} \cdot \text{NaF}$.

Eudialyt (trig.) ungefähr $[(\text{Si}, \text{Zr})_{20}\text{O}_{52}]_{\text{Na}_{12}}^{(\text{Ca}, \text{Fe})_6} \cdot \text{NaCl}$. Ähnlich zusammengesetzt, aber noch Nb-Ce-Mn-H-haltig ist der **Eukolit** (rho.).

Verwandt mit Eudialyt ist der rhomboedrische **Steenstrupin**.

„**Zirkonaugit**“-gruppe: **Lävenit** (mkl.) ungefähr $[\text{SiO}_5 \cdot \text{SiO}_2]_{\text{Zr}}^{(\text{Mn}, \text{Ca}, \text{Fe})} \cdot \text{NaF}$, oft Nb-Ta-haltig.

Wöhlerit (mkl.) komplexes Zr-Silikat mit Nb, Ca, Na, F.

Rosenbuschit (mkl.) fluorhaltiges Na-Ca-Zr-Ti-Silikat.

Triklin ist der **Hiortdahlit**.

Astrophyllit-Johnstrupit-Rinkit-Mosandritgruppe: Meist fluorhaltige Ti-Zr-Silikate variabler Zusammensetzung, oft reich an seltenen Erden, monoklin und rhombisch kristallisierend.

Astrophyllit (rh. hol.) ungefähr $(\text{Si}, \text{Ti}, \text{Zr})_5\text{O}_{16}(\text{Fe}, \text{Mn})_4(\text{K}, \text{Na}, \text{H})_4$, verwandt ist der **Lamprophyllit**.

Epidotähnliche Zusammensetzung und monokline Symmetrie haben **Mosandrit**, **Johnstrupit**, **Rinkit**, alle enthalten jedoch seltene Erden, Ti, Zr, Ce, Th, F und meist auch Alkalien.

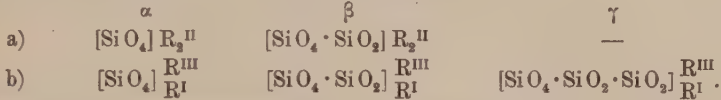
II. Silikate

SiO_2 ist die wichtigste Komponente des uns zugänglichen Teiles der Lithosphäre. Die Silikate sind deshalb die verbreitetsten Gesteinsgemengteile. Ein Teil von ihnen kann sich aus den Magmen direkt abscheiden. Aber auch die magmatischen Restlösungen sind zur Silikatbildung befähigt, und viele Umsetzungen und Umwandlungen (Metamorphosen) in der Lithosphäre erzeugen neue Verbindungstypen. Es ist nicht leicht, einen systematischen Überblick über die große Variabilität dieser Mineralgruppe zu erhalten. Dem nachstehenden Versuch liegt eine gemischte, chemisch-genetische Klassifikation zugrunde, wobei folgende Hauptgruppen unterschieden werden:

- A. Einfache, wasserfreie oder wasserarme Silikate (inklusive Borsilikate).
 B. Verbindungen einfacher, wasserfreier oder wasserarmer Silikate mit gewöhnlichen Salzen.
 C. Komplexe, meist hydrolysierte Silikate (Glimmergruppe).
 D. Wasserhaltige Silikate, vorwiegend hydrothermalen bis metamorphen Ursprungs.

Die Zuordnung im Einzelnen kann durchaus nicht immer als eindeutig bezeichnet werden. Die Untergruppierung ist zum Teil eine ähnliche wie bei den Phosphaten.

Ein Teil der Silikate, insbesondere der wasserfreien, läßt sich auch in sogenannten Silifizierungsreihen zusammenstellen, z. B.



Auch darauf ist bei der Zusammenstellung Rücksicht genommen worden.

A. Einfache, wasserfreie oder wasserarme Silikate (inklusive Borsilikate)

a) Silikate vorzugsweise zweiwertiger Elemente

α) Typus $[\text{SiO}_4] \text{R}_2^{\text{II}}$

Olivingruppe (rh. hol.)



Phenakitgruppe (rho. param.)

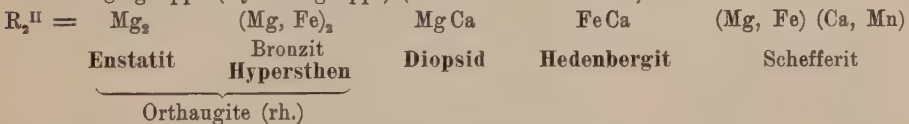


Dazu der triklin pseudohexagonale Trimerit $[\text{SiO}_4]_3 (\text{Mn, Fe, Mg})_2 \text{Ca Be}_3$.

Der monokline Custerit ist $[\text{SiO}_3 (\text{OH, F})_2] \text{Ca}_2$.

β) Typus $[\text{SiO}_4 \cdot \text{SiO}_2] \cdot \text{R}_2^{\text{II}}$

Augitgruppe (Pyroxengruppe) (rh. hol. und mkl. hol.)



Die gewöhnlichen Augite enthalten auch Tonerde und meist etwas Alkalien, die Tonerde teils als Molekül $[\text{SiO}_4 \cdot \text{AlO}_2] \text{Al}_{\text{Mg}}$, bzw. $[\text{SiO}_4 \cdot \text{AlO}_2] \text{Ca}^{\text{Al}} = \text{Tschermaksches Molekül}$. Außerdem kristallisieren in Augitform und bilden z. T. in den Alkaliaugiten Mischkristalle mit Diopsid usw.



Monoklin, aber mit anderem Achsenverhältnis, als für die Augite üblich ist, kristallisieren



Triklin kristallisieren: **Rhodonit** $[\text{SiO}_4 \cdot \text{SiO}_3]_{\text{Mn}_2}$ und Mischkristalle mit **Zn-Mg-Fe-Ca-Silikat**. Fraglich ist die Zusammensetzung des triklinen Fe-Ca-Silikates **Babingtonit**.

Hornblendegruppe (Amphibolgruppe) (rh. hol. und mkl. hol.)		
$R_2^{\text{II}} =$	$(\text{Mg}, \text{Fe})_2$	$\frac{1}{2}(\text{Mg}_3 \text{Ca})$
Anthophyllit, Gedrit	Grammatit	Aktinolith
Grünertit (rh.)	gewöhnlich etwas H_2O -haltig (mkl.)	

Die gewöhnlichen Hornblenden haben als Mischkristalle, wie die Augite, meist eine kompliziertere Zusammensetzung, sie enthalten Tonerde und oft noch Alkalien. In Hornblendeform kristallisieren auch Alumo- und Ferrisilikate, derart, daß beispielsweise im **Glaukophan** reichlich $[\text{SiO}_4 \cdot \text{SiO}_3]_{\text{Na}}^{\text{Al}}$, im **Riebeckit** reichlich $[\text{SiO}_4 \cdot \text{SiO}_3]_{\text{Na}}^{\text{Fe}}$ und im **Aenigmatit** reichlich $\text{NaFe} \cdots$ -Silikat vertreten sind.

Aenigmatit, **Cossyrit** und **Rhönit** kristallisieren übrigens triklin und sind morphologisch nicht mehr zur eigentlichen Hornblendegruppe zu rechnen.

γ) Typus $[\text{SiO}_6 \cdot \text{SiO}_3]R_3^{\text{II}}$

Hardystonitgruppe (tetrag.)	
$R_3 =$	Ca_2Zn
Hardystonit	Åkermanit

Der **Åkermanit** ist ein Glied der Mischkristallgruppe der **Melilithe**, ein zweites Glied ist **Velardenit**, bzw. **Gehlenit** $[\text{SiO}_6 \cdot \text{AlO}_3]_{\text{Ca}_2}^{\text{Al}}$, außerdem sind die **Melilithe** noch alkalihaltig.

Der **Barysilit** $[\text{SiO}_6 \cdot \text{SiO}_3]\text{Pb}_3$ kristallisiert rhomboedrisch.

δ) Typus $[\text{SiO}_6 \cdot \text{SiO}_2 \cdot \text{SiO}_2]R_3^{\text{II}}$ (rh. hol.)

Hierher gehören **Kentrolith** $R_3 = \text{MnPb}_2$ und **Melanotekit** $R_3 = \text{FePb}_2$.

b) Silikate ein- und dreiwertiger und zwei- und dreiwertiger Elemente

α) Typus $[\text{SiO}_4]R_1^{\text{III}}$

Nephelingruppe (hex., teils sicher tetart.)		
$R_1^{\text{III}}R^{\text{I}} =$	AlNa	AlK
	Na-Nephelin	K-Nephelin
	Eukryptit	
	Nephelin	

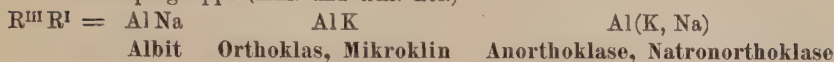
$[\text{SiO}_4]_{\text{Na}}^{\text{Al}}$ tritt auch in Feldspatform als trikliner **Carnegieit** auf.

β) Typus $[\text{SiO}_4 \cdot \text{SiO}_3]R_1^{\text{III}}$

$R_1^{\text{III}}R^{\text{I}} =$	AlNa	AlK	AlNa	FeNa	AlLi
	mit $1\text{H}_2\text{O} =$ Analcim Leucit (wasserfrei)		Riebeckit		Spodumen
	kub. oder pseudokub.		in Augiten u. Hornblenden (mkl. hol.)		mkl.

$$\gamma) \text{ Typus } [\text{SiO}_4 \cdot \text{SiO}_2 \cdot \text{SiO}_2]_{\text{R}^{\text{I}}}^{\text{R}^{\text{III}}}$$

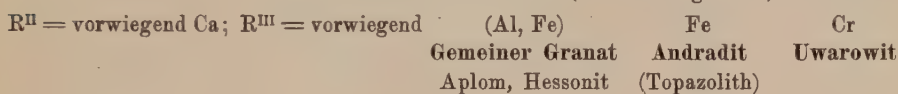
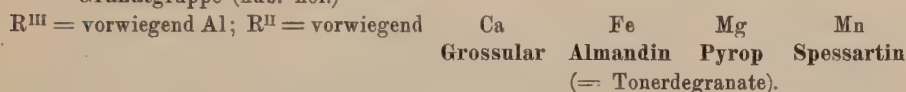
Feldspatgruppe (mkl. und trkl. hol.)



Mit Albit bildet $[\text{SiO}_4 \cdot \text{SiO}_2 \cdot \text{AlO}_2]_{\text{Ca}}^{\text{Al}}$ (Anorthit) die Mischkristalle der Plagioklase.

$$\delta) \text{ Typus } [\text{SiO}_4 \cdot \text{SiO}_2 \cdot \text{SiO}_2 \cdot \text{SiO}_2]_{\text{R}^{\text{I}}}^{\text{R}^{\text{III}}}$$
Petalit $[\text{SiO}_4 \cdot \text{SiO}_2 \cdot \text{SiO}_2 \cdot \text{SiO}_2] \text{AlLi}$ (mkl. hol.).
$$\epsilon) \text{ Typus } [\text{SiO}_4]_8 \frac{\text{R}_2^{\text{III}}}{\text{R}_3^{\text{II}}}$$

Granatgruppe (kub. hol.)

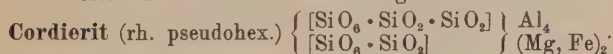


Ferrigranate Chromgranat

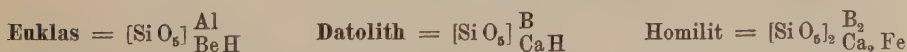
Der granatähnliche Plazolith ist wasserhaltiges Ca-Al-Silikat.

$$\zeta) \text{ Typus } [\text{SiO}_4 \cdot \text{SiO}_2]_8 \frac{\text{R}_2^{\text{III}}}{\text{R}_3^{\text{II}}}$$
Beryll = $[\text{SiO}_4 \cdot \text{SiO}_2]_8 \frac{\text{Al}_2}{\text{Be}_3}$ (hex. hol.).
$$\eta) \text{ Silikate, angenähert vom Typus } [\text{SiO}_6]_{\text{R}^{\text{II}}}^{\text{R}_2^{\text{III}}}$$

Hierher gehören, neben den in Augiten und Hornblenden auftretenden Molekülen, die wohl bereits viel komplexeren, meist auch etwas H-haltigen rhombischen Mg-Al-Silikate **Prismatin** und **Kornerupin**. Der monokline **Sapphirin** ist viel tonerdereicher (ungefähr $\text{Si}_2\text{O}_{27}\text{Al}_{12}(\text{Mg, Fe})_6$). Auch der **Grandidierit** ist ein R-Alumosilikat. (Über den **Gehlenit** und **Plagioklas** siehe oben.)

$$\theta) \text{ Typus } [\text{SiO}_6 \cdot n \text{SiO}_2]_{\text{R}^{\text{II}}}^{\text{R}_2^{\text{III}}}$$
Siehe auch **Anorthit**. Ferner gehört hierher

c) Eine zusammengehörige Gruppe bilden auch die z. T. H-haltigen

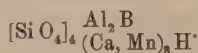
$$\text{Silikate vom Typus } [\text{SiO}_6]_{\text{R}^{\text{I}}}^{\text{R}^{\text{III}}}$$


Gadolinit = $[\text{SiO}_6]_2 \frac{\text{Y}}{\text{Be}_2} \text{Fe}$. Alle kristallisieren monoklin holoeidrisch.

Das Borsilikat **Danburit** kann als $[\text{SiO}_6 \cdot \text{SiO}_2]_2 \text{B}_2 \text{Ca}$ geschrieben werden.

Der ebenfalls rhombische Dumortierit ist ungefähr $[\text{Si}_6\text{O}_{37}] \frac{\text{Al}_{14}}{\text{B}_2\text{H}_2}$.

Triklin holoedrisch ist der Axinit mit der stöchiometrischen Zusammensetzung



Komplex ist die Zusammensetzung der

Tormalingruppe (rho. hemim.). Es gilt für sie die allgemeine Formel: $4[\text{Al}(\text{SiO}_4)_3\text{R}_2^{\text{I}}] \cdot 1[(\text{B}_2\text{O}_5)_3\text{Al}_4]$, wobei R_2^{I} ersetzt ist durch einwertige (Na, Li, H, F, K), zweiwertige (Mg, Mn, Fe, Ca) und dreiwertige (Al, Fe) Elemente.

c) Silikate dreiwertiger Elemente

α) Typus $[\text{SiO}_4]_3\text{R}_4^{\text{III}}$

Eulytin (kub. hemim.) und Agricolit (mkl.) = $[\text{SiO}_4]_3\text{Bi}_4$.

β) Typus $[\text{SiO}_5]\text{R}_2^{\text{III}}$

Sillimanit (rh. hol.), **Andalusit** (rh. hol.) und **Disthen** (trkl. hol.) = $[\text{SiO}_5]\text{Al}_2$,

Topas (rh. hol.) $[\text{SiO}_4(\text{F}, \text{OH})_2]\text{Al}_2$. Statt Sillimanit wird sowohl künstlich wie in der Natur auch **Mullit** $2\text{SiO}_2 \cdot 3\text{Al}_2\text{O}_3$ angetroffen.

γ) Typus $[\text{SiO}_5 \cdot \text{SiO}_2]\text{R}_2^{\text{III}}$

Thortveitit (rh.) $[\text{SiO}_5 \cdot \text{SiO}_2](\text{Sc}, \text{Y})_2$

Thalenit (mkl.) $[\text{SiO}_5 \cdot \text{SiO}_2]\text{Y}_2$.

Fluorhaltig ist der Rowlandit.

B. Verbindungen einfacher, wasserfreier oder wasserarmer Silikate mit gewöhnlichen Salzen

a) Silikate vom Typus $[\text{SiO}_4]\text{R}_2^{\text{II}} \cdot n\text{Salz}$

Humitgruppe (mkl. hol. und ?rh.)

Prolektit $[\text{SiO}_4]\text{Mg}_2 \cdot \text{Mg}(\text{F}, \text{OH})_2$

Chondrodit $2[\text{SiO}_4]\text{Mg}_2 \cdot \text{Mg}(\text{F}, \text{OH})_2$

Humit $3[\text{SiO}_4]\text{Mg}_2 \cdot \text{Mg}(\text{F}, \text{OH})_2$

Klinohumit $4[\text{SiO}_4]\text{Mg}_2 \cdot \text{Mg}(\text{F}, \text{OH})_2$.

Ähnliche Zusammensetzung hat der Leukophönizit $3[\text{SiO}_4]\text{Mn}_2 \cdot \text{Mn}(\text{OH})_2$ (mkl. hol.). Kubisch hemimorph kristallisiert der **Helvin** = $[\text{SiO}_4]_3(\text{Mn}, \text{Fe}, \text{Be})_6 \cdot \text{MnS}$. Zinkhaltig ist der Danalith.

b) Silikate vom Typus $[\text{SiO}_4 \cdot \text{SiO}_2]\text{R}_2^{\text{II}} \cdot n\text{Salz}$

Leukophan (rh. hemim.) $[\text{SiO}_4 \cdot \text{SiO}_2]\text{CaBe} \cdot \text{NaF}$.

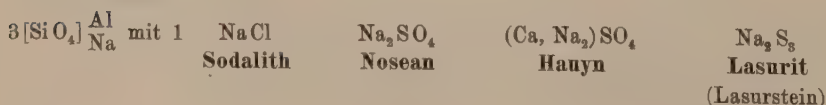
c) Silikate vom Typus $[\text{SiO}_6 \cdot \text{SiO}_2 \cdot \text{SiO}_2]\text{R}_4^{\text{II}} \cdot n\text{Salz}$

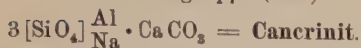
Melinophan (tetr. (?) tetart.) $[\text{SiO}_6 \cdot \text{SiO}_2 \cdot \text{SiO}_2]\text{Ca}_2\text{Be}_2 \cdot \text{NaF}$.

d) Silikate vom Typus $[\text{SiO}_4] \frac{\text{R}^{\text{III}}}{\text{R}^{\text{I}}} \cdot n\text{Salz}$

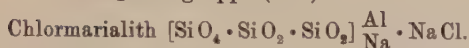
Sodalithgruppe (kub.).

Meist:



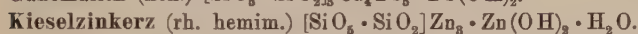
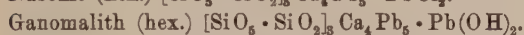
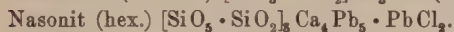
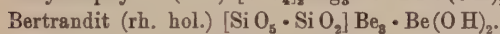
Cancrinitgruppe (hex.)

Davyn, Cavolinit, Mikrosommit sind ihrer Zusammensetzung nach ähnlich den Mineralien der Hauyngruppe, kristallisieren jedoch wie Cancrinit hexagonal.

e) Silikate vom Typus $[\text{SiO}_4 \cdot \text{SiO}_2 \cdot \text{SiO}_2]_{\text{R}^{\text{III}}}^{\text{R}^{\text{I}}} \cdot n \text{Salz}$ **Skapolithgruppe (tetr.)**

Außerdem in den Mischkristallen der Skapolithe noch andere Salz-moleküle.

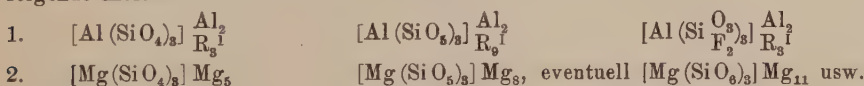
f) Silikate verschiedener Typen, die gleichfalls als Doppelsalze aufgefaßt werden können



Friedelit und Pyrosmalith sind H- und Cl-haltige Fe-Mn-Silikate, die rhomboedrisch holloedrisch kristallisieren. Der hexagonale Leifit ist ungefähr $[\text{SiO}_4 \cdot \text{SiO}_2 \cdot \text{SiO}_2] \text{AlNa} \cdot \text{NaF}$. Der kubisch hemimorphe Zunyt kann geschrieben werden $[\text{SiO}_4]_3 \text{Al}_4 \cdot 4 \text{Al(OH, F, Cl)}_3$. Der tetragonal holloedrische, meist etwas OH-Cl- und F-haltige Vesuvian ist $[\text{Si}_5\text{O}_{21}] \text{Al}_3 \text{Ca}_6 (\text{H, F, K, Na})$ mit teilweisem Ersatz des Ca durch Mg, Fe, Mn, des Al durch Fe... und des Si durch Ti.

C. Komplexe, meist hydrolysierte Silikate. Glimmergruppe (mkl. pseudorho.)

Die Zusammensetzung der Mineralien dieser Gruppe ist eine recht variable. Wasserhaltige Alkali-Alumosilikate und wasserhaltige Mg-Fe-Silikate sind darin vertreten. Sehr häufig ist ein Teil des Sauerstoffes durch F ersetzt. Man könnte etwa folgende Moleküle als wesentliche annehmen.



R^{I} vertritt Alkalien und H; Mg steht an Stelle von Mg, Fe, Mn, meist ist auch hier ein Teil H_2 . Al wird durch Fe, Mn, Cr usw. mehr oder weniger ersetzt. Geringe Mengen von Si können, wenigstens bei hohen Temperaturen, durch Ti vertreten werden.

Doppelsalzartige Verbindungen von Mischkristallen von 1. und 2. liegen in den Biotiten vor, die in Phlogopite (Fe-arm, oft F-haltig), Meroxene, Anomite und in meist ferrereiche Lepidomelane eingeteilt werden. Außerdem sind die Mangano-phyllite als Mn-haltige Biotite abzusondern.

Eigentliche Tonerdeglimmer sind Muskowit (K), Paragonit (Na), Lepidolith, Lithionit, Polyolithionit, Zinnwaldit. Die letzteren vier enthalten Li und meist auch

reichlich Fluor, im übrigen treten auch Rb und Cs in diesen Glimmern auf. Öfters enthalten sie vorwiegend das Molekül $[\text{Al}(\text{SiO}_4)_3]_{\text{R}_1}^{\text{Al}_2}$, mit teilweisem Ersatz des Sauerstoffes durch F und des Al durch zweiwertige Elemente oder Fe... Außerdem aber treten tonerdeärmere und kieselsäurereichere Verbindungen auf, besonders in den Lithionglimmern.

Nach einer anderen, die große Mannigfaltigkeit schematisierenden Einteilung werden, bei rein stöchiometrischer Formelschreibung, unterschieden

Heptaphyllite	$\left\{ \begin{array}{l} \text{Muskowit } [\text{Si}_6 \text{O}_{24}]_{\text{H}_4 \text{K}_2}^{\text{Al}_6} \\ \text{Polyolithionit } [\text{Si}_6 \text{O}_{18}]_{\text{H}_4 \text{K}_2}^{\text{Li}_6} \end{array} \right\}$	Lepidolith	$\left. \begin{array}{l} \\ \\ \\ \end{array} \right\} \begin{array}{l} \\ \\ \text{Zinn-} \\ \text{waldit}\end{array}$	
	$\left\{ \begin{array}{l} \text{Phengit } [\text{Si}_8 \text{O}_{25}]_{\text{H}_4 \text{K}_2}^{\text{Al}_4} \\ \text{Protolithionit } [\text{Si}_5 \text{O}_{22}]_{\text{H}_4 \text{K}_2 \text{Fe}_3}^{\text{Al}_4} \end{array} \right\}$	Mariposit		
Oktophyllite	$\left\{ \begin{array}{l} \text{Phlogopit } [\text{Si}_6 \text{O}_{24}]_{\text{H}_4 \text{K}_2 \text{Mg}_3}^{\text{Al}_2} \\ \text{Eastonit } [\text{Si}_5 \text{O}_{24}]_{\text{H}_4 \text{K}_2 \text{Mg}_5}^{\text{Al}_4} \end{array} \right\}$	Haughtonit		
	$\left\{ \begin{array}{l} \text{Siderophyllit } [\text{Si}_5 \text{O}_{24}]_{\text{H}_4 \text{K}_2 \text{Fe}_5}^{\text{Al}_4} \\ \text{Annit } [\text{Si}_6 \text{O}_{24}]_{\text{H}_4 \text{K}_2 \text{Fe}_6}^{\text{Al}_2} \end{array} \right\}$			

reich an dreiwertigem und zweiwertigem Eisen: Lepidomelan.

Dabei ist zu bedenken, daß F an Stelle von OH oder F_2 an Stelle von O_2 treten kann und Al oft durch andere dreiwertige Elemente ersetzt ist. Die Manganophylle sind manganreich.

D. Wasserhaltige Silikate vorwiegend hydrothermalen bis metamorphen Ursprungs

a) Ca-Silikate $m\text{CaO} \cdot n\text{SiO}_2 \cdot p\text{H}_2\text{O}$

$m \cdot n \cdot p$	1 · 2 · 2	2 · 2 · 3	4 · 4 · 7	5 · 5 · 1
	Okenit (trkl.)	Riversideit (?)	Crestmoreit (?)	Eakleit (?)

Die letzten drei Mineralien sind alle faserig.

Der ebenfalls faserige Jurnpait ist $2(\text{Ca}, \text{Mg})\text{O} \cdot 2\text{SiO}_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$.

Verwandt sind: Hillebrandit $2\text{CaO} \cdot 1\text{SiO}_2 \cdot 1\text{H}_2\text{O}$ und Foshagit $5\text{CaO} \cdot 3\text{SiO}_2 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$.

b) Cu-Silikate $m\text{CuO} \cdot n\text{SiO}_2 \cdot p\text{H}_2\text{O}$

$m \cdot n \cdot p$	1 · 1 · 1	1 · 1 · 1	2 · 2 · 1
	Dioptas (rho. par.)	Bisbeeit (rh.)	Shattuckit (Plancheit) (faserig?)

c) Mn-Silikate $m\text{MnO} \cdot n\text{SiO}_2 \cdot p\text{H}_2\text{O}$

$m \cdot n \cdot p$	3 · 4 · 4	7 · 8 · 9	12 · 8 · 7
	Parsettensit	Errit	Ektropit (mkl., enthält auch Fe, Mg, K)

Dreiwertige Elemente enthalten die Mn-Silikate Ekmanit und Tinzenit.

d) Silikate mit zwei- und dreiwertigem Eisen

Lievrit (rh.)	$[\text{SiO}_4]_4 \begin{array}{c} \text{Fe}_2^{\text{III}} \\ \text{Fe}_3 \cdot \text{Fe}(\text{OH})_2 \\ \text{Ca}_2 \end{array}$	Staurolith (rh.)	$[\text{SiO}_6]_4 \begin{array}{c} (\text{Al}, \text{Fe})_6 \\ \text{Fe}_2 \\ \text{H} \end{array}$
---------------	---	------------------	---

e) Serpentin-Chlorit-Talkgruppe (meist mkl. pseudorho.)

Serpentin $[\text{SiO}_6 \cdot \text{SiO}_2] \text{Mg}_3 \text{H}_2 \cdot \text{H}_2 \text{O}$. **Amesit** $[\text{SiO}_6 \cdot \text{AlO}_2] \text{AlMg}_2 \text{H}_2 \cdot \text{H}_2 \text{O}$.

Als Mischkristalle dieser zwei monoklinen Mineralien treten die gewöhnlichen Chlorite, bezw. die **Orthochlorite** auf (mkl. pseudorho.). Mg kann durch Fe ersetzt sein.

Die **Leptochlorite** sind etwas abweichend gebaut und oft eisenreicher.

Einen chemischen Typus für sich bildet der meist eisenarme **Talk** $[\text{SiO}_6 \cdot \text{SiO}_2 \cdot \text{SiO}_2 \cdot \text{SiO}_2] \text{Mg}_3 \text{H}_2$.

Amorph ist **Meerschaum** $[\text{SiO}_6 \cdot \text{SiO}_2 \cdot \text{SiO}_2] \text{Mg}_2 \text{H}_4 \cdot n \text{H}_2 \text{O}$.

Glaukonit ist ein komplexes, ursprünglich meist amorphes Mineral der ungefähren Zusammensetzung $[\text{SiO}_6 \cdot \text{SiO}_2 \cdot \text{SiO}_2 \cdot \text{SiO}_2 \cdot \text{SiO}_2] (\text{Fe}, \text{Al})_2 (\text{K}_2, \text{Fe}, \text{Mg}, \text{Na}_2, \text{Ca}) \cdot 2 \text{H}_2 \text{O}$.

f) Kaolingruppe (mkl., pseudorho.)

Zusammensetzung $[\text{SiO}_6 \cdot \text{SiO}_2] \text{R}_2^{\text{III}} \cdot \text{H}_2 \text{O}$

R^{III}	Al	(Al, Fe)	Fe	(Al, Cr)	Cr
	Kaolinit	Faratsihit	Nontronit	Miloschin	Wolchonskoit

Kolloidal sind **Kaolin** und die wechselnd zusammengesetzten **Tone**: **Allophan**, **Montmorillonit**, **Halloysit**.

Um die Zusammensetzung $2 \text{SiO}_2 \cdot 1 \text{Al}_2 \text{O}_3 \cdot 2 \frac{1}{2} \text{H}_2 \text{O}$ schwankend ist der **Leverrierit**. Der **Pyrophyllit** (ev. rh.) ist $[\text{SiO}_4 \cdot \text{SiO}_2] \text{AlH}$.

g) Sprödglimmergruppe (mkl., z. T. pseudorho.)

Chloritoid $[\text{SiO}_6]_{\text{Fe}}^{\text{Al}_2} \cdot \text{H}_2 \text{O}$. Mn-haltig ist der **Sismondin**. Z. T. vielleicht etwas SiO_2 -reicher kann **Öttrelith** sein. Kalkhaltige Sprödglimmer sind **Xanthophyllit** und **Clintonit**.

h) Lawsonit-Karpholithgruppe

Lawsonit (rh. hol.) $2 \text{SiO}_2 \cdot \text{Al}_2 \text{O}_3 \cdot \text{CaO} \cdot 2 \text{H}_2 \text{O}$. Gleiche stöchiometrische Zusammensetzung hat der kubische **Hibschit**. Der monokline **Karpholith** ist $2 \text{SiO}_2 \cdot \text{Al}_2 \text{O}_3 \cdot \text{MnO} \cdot 2 \text{H}_2 \text{O}$.

i) Zoisit-Epidotgruppe (rh. und mkl.)

Zoisit (rh., auch mkl. als **Klinozoisit**) ist im wesentlichen $[\text{SiO}_4]_3 \text{Ca}_2 \text{Al}_3 \text{OH}$.

Klinozoisit bis **Epidot** $[\text{SiO}_4]_3 (\text{Al}, \text{Fe}) \text{OH}$ (mkl. hol.).

Ein Manganepidot ist der **Piemontit**, ein Ce-Epidot der **Orthit**.

Prehnit (rh.) $[\text{SiO}_4]_3 \text{Ca}_2 \text{Al}_2 \text{H}_2$.

k) Gruppe der Zeolithe

Die Zusammensetzung ist, abgesehen vom isomorphen Atomersatz, variabel im SiO_2 - und $\text{H}_2 \text{O}$ -Gehalt. Die nachstehenden Formulierungen beziehen sich nur auf mittlere Zusammensetzungen einiger häufigerer Zeolithe:

Hydronephelit (? hex.) $[\text{SiO}_4]_3 \text{Al}_3 \text{Na}_3 \text{H} \cdot 3 \text{H}_2\text{O}$.

Milarit (pseudo hex.) $[\text{Si}_2\text{O}_5]_6 \text{Al}_2 \text{Ca}_2 \text{KH}$.

Apophyllit (tetr. hol.) $[\text{SiO}_4 \cdot \text{SiO}_3]_4 \text{Ca}_4 \text{KH}_7 \cdot 4$ bis $4\frac{1}{2} \text{H}_2\text{O}$.

Analcim (kub. hol.) $[\text{SiO}_4 \cdot \text{SiO}_3] \text{AlNa} \cdot \text{H}_2\text{O}$.

Gyrolith (rho. hol.) $[\text{SiO}_4 \cdot \text{SiO}_2 \cdot \text{SiO}_3] \text{Ca}_2 \cdot n \text{H}_2\text{O}$.

Chabasitsubgruppe (rho. oder pseudorho.)

Chabasit (mit Phacolith und Gmelinit) im wesentlichen $4 \text{SiO}_2 \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot (\text{Ca}, \text{Na}_2) \text{O} \cdot 5-7 \text{H}_2\text{O}$.

Natrolithsubgruppe (rh. bis mkl., pseudotetr.)

Natrolith $3 \text{SiO}_2 \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{Na}_2\text{O} \cdot 2 \text{H}_2\text{O}$. **Skolezit** $3 \text{SiO}_2 \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{CaO} \cdot 3 \text{H}_2\text{O}$.

Mesolith meist Doppelsalz beider im Verhältnis Natrolith: Skolezit = 1:2.

Thomsonit ungefähr $2 \text{SiO}_2 \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot (\text{Ca}, \text{Na}_2) \text{O} \cdot 2-3 \text{H}_2\text{O}$.

Laumontit und **Leonhardit** ungefähr $4 \text{SiO}_2 \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{CaO} \cdot 3-4 \text{H}_2\text{O}$.

Heulanditsubgruppe (mkl.)

Heulandit $6 \text{SiO}_2 \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{CaO} \cdot 5\frac{1}{2} \text{H}_2\text{O}$; wasserärmer sind Metaheulandit und Epistilbit.

Brewsterit ungefähr $5-6 \text{SiO}_2 \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot (\text{Sr}, \text{Ba}, \text{Na}_2, \text{K}_2) \text{O} \cdot 5 \text{H}_2\text{O}$.

Desmin-Harmotomsgruppe (mkl. hypokub.)

Desmin $6 \text{SiO}_2 \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{CaO} \cdot 7 \text{H}_2\text{O}$. **Harmotom** $5 \text{SiO}_2 \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot (\text{Ba}, \text{Na}_2) \text{O} \cdot 5 \text{H}_2\text{O}$.

Phillipsit $3-5 \text{SiO}_2 \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot (\text{Ca}, \text{Na}_2, \text{K}_2) \text{O} \cdot 4-6 \text{H}_2\text{O}$.

In manchen Zeolithen sind ein- und zweiwertige Elemente vorhanden. Man hat aus den Analysen geschlossen, daß z. B. Na_2 das Atom Ca ersetzen könne, während in der Feldspatgruppe der Atomersatz NaSi durch CaAl statthat. Es ist indessen wahrscheinlich, daß im wesentlichen auch in den Zeolithen die zuletzt genannte Isomorphie auftritt. Viele Analysen beziehen sich leider nicht auf reine Substanzen, sondern auf Gemenge. Das erschwert die Nachprüfungen.

12. Organische Verbindungen

Wohldefinierte organische Mineralien sind spärlich. Die technisch bedeutsamen Produkte (wie Erdpech, Asphalt, Kohle, Erdöl usw.) sind eher als Gesteinsarten zu bezeichnen.

A. Salze organischer Säuren

Z. B. **Whewellit** $[\text{C}_2\text{O}_4] \text{Ca} \cdot \text{H}_2\text{O}$ (mkl. hol.).

Oxalit $[\text{C}_2\text{O}_4] \text{Fe} \cdot 2 \text{H}_2\text{O}$ (rh.). **Mellit** $[\text{C}_{12}\text{O}_{12}] \text{Al}_2 \cdot 18 \text{H}_2\text{O}$ (tetr.).

B. Kohlenwasserstoffe

Fichtelit $\text{C}_{16}\text{H}_{22}$ (mkl. hemim.). **Hartit** $\text{C}_{19}\text{H}_{20}$ (mkl. oder trkl.).

Amorph sind dann die bituminösen und kohlenartigen Substanzen wie **Erdwachs**, **Asphalt** und die sauerstoffhaltigen: **Bernstein**, **Anthrazit** usw.

II. Einzelbeschreibung wichtiger Mineralien unter besonderer Berücksichtigung der Kristallmorphologie

In der allgemeinen Mineralogie ist darauf hingewiesen worden, wie sich ähnliche morphologische Züge bei verschiedenen Mineralien wiederholen. Auch geht aus den dort gegebenen Statistiken und Erörterungen klar hervor, daß ein gewisses Bestreben nach relativ hoher Symmetrie vorhanden ist, so daß selbst an sich niedrigsymmetrische Substanzen gerne Anklänge an eine höhere Symmetrie aufweisen (Pseudosymmetrie). Es lassen sich zwei Entwicklungen nach höherer Symmetrie erkennen. Die eine gipfelt in der Symmetrie der kubisch holodrischen Klasse, die andere in der Symmetrie der hexagonal holodrischen Klasse. *E. v. Fedorow* ist soweit gegangen, daß er alle Kristallarten als im weiteren Sinne dem einen oder anderen dieser Typen zugehörig ansah. Es darf jedoch nicht verhehlt werden, daß eine derartige Auffassung in gewissen Fällen den Beobachtungstatsachen Zwang antut. Wer das ganze Kristallreich zu überblicken vermag, wird an einigen schwer deutbaren Fällen nichts Absonderliches erblicken und durchaus geneigt sein, im Prinzip dem *Fedorowschen* Gedanken zuzustimmen. In einer lückenhaften Übersicht, die nur einige der wichtigsten Mineralien berücksichtigt, ist es aber wohl zweckmäßiger, die Verwandtschaften und Analogien etwas enger zu fassen. Diese engeren Verwandtschaften jedoch müssen zum Ausdruck kommen. Ein Eingehen auf die phänomologisch-morphologischen und womöglich auf die strukturellen Besonderheiten und Ähnlichkeiten schärft den Blick für das Charakteristische einer Kristallart und deckt anderseits Zusammenhänge auf, die für die Lehre vom kristallisierten Zustande von fundamentaler Bedeutung sind.

Es soll daher versucht werden, in der knapp gefaßten Einzelbeschreibung den Gedanken der vergleichenden Morphologie als Leitmotiv zu verwenden. Zu diesem Zwecke wollen wir die Mineralien in folgende fünf Hauptgruppen einteilen:

- A. Kristalle vom kubischen und hypokubischen Typus.
- B. Kristalle vom tetragonalen und hypotetragonalen Typus.
- C. Kristalle vom hexagonalen und hypohexagonalen Typus.
- D. Kristalle von mehr oder weniger ausgesprochen niedriger Symmetrie, mit nur geringen oder aber mehrfachen Anklängen an kubische, tetragonale, bzw. hexagonale Symmetrieverhältnisse.
- E. Kolloidal-amorphe Substanzen.

Die Bezeichnung hypo- statt pseudo- wurde gewählt in der Meinung, daß z. B. pseudokubisch eine noch engere Analogie mit kubisch innerhalb des hypokubischen Typus ausdrücke.

Die Absonderung von B und D soll im weiteren Verlaufe der Darstellung ihre Begründung erfahren.

A. Mineralien vom kubischen, bzw. hypokubischen Typus

Das kubische Kristallsystem enthält weder einzigartige Richtungen noch einzigartige Flächen. Zu jeder Richtung gehören daher andere, mit ihr gleichwertige, die als Ganzes in räumlicher (nicht bloß komplanarer) Beziehung zueinander stehen. Das bedeutet, daß wir gleiche Entwicklungstendenzen in bestimmter räumlicher Verteilung zueinander vorfinden. Der Habitus ist ein isometrischer, abgesehen von durch äußere Einflüsse bedingten Verzerrungen. Als das eine Charakteristikum hypokubischer Substanzen kann daher gerade das Bestreben nach einer mehrseitig gleichen oder ähnlichen Formentwicklung angesehen werden, verbunden mit einer mehrfachen Wiederholung physikalisch ausgezeichnete Richtungen oder Flächen.

Die wirklich kubischen Substanzen weisen drei aufeinander senkrecht stehende gleichwertige Richtungen auf, die sich zudem noch wie ihre Gegenrichtungen verhalten. Die Mittellinien der dadurch gebildeten Oktanten sind im Minimalsymmetriefalle Trigyre. Ferner sind in allen Klassen des kubischen Systemes die Winkelhalbierenden zweier der eben genannten, senkrecht aufeinander stehenden Hauptrichtungen einander gleichwertig; sie erzeugen einen Komplex von 12 analog sich verhaltenden Richtungen. Durch diese Verhältnisse werden nicht nur Zonen-, sondern auch Flächenwinkelbeziehungen charakterisiert. Gewisse Anklänge an die kubische Flächen- und Richtungsverteilung werden wir auch bei hypokubischen Kristallen finden müssen, wodurch ein zweites Charakteristikum derartiger Substanzen gegeben ist.

Das Elementarparallelepiped ist bei kubischer Struktur ein Würfel. Die Translationsgruppe ist so beschaffen, daß identische Punkte sich in den Ecken, oder in den Ecken und in den Zentren, oder in den Ecken und in den Flächenmitten der würfeligen Parallelepipede wiederholen. Es wird auch bei hypokubisch kristallisierenden Mineralien im allgemeinen möglich sein, wichtige Schwerpunksgitter als wenig deformierte kubische Gitter anzusehen. Diese strukturelle Beziehung ist naturgemäß der primäre Verwandtschaftszug, durch den die übrigen Analogien bedingt sind. Steht man nun auf dem Standpunkt, daß hypokubische Substanzen nur unvollkommen kubische sind, daß eine der Hauptentwicklung entgegenarbeitende Tendenz die Erreichung der wirk-

lich kubischen Symmetrie verhindert hat, so ergibt sich von selbst eine Problemstellung, die darauf hinausgeht, die Ursachen der Symmetrieverminderung aufzudecken.

Nach den Erörterungen in der „Allgemeinen Mineralogie“ ist uns bekannt, daß in kubischen Kristallen die Richtungen zu 4, 6, 8, 12, 24 oder 48 einander gleichwertig sind. Strukturell können Massenteilchen auch niedriger symmetrische Lagen einnehmen, so daß die Massenverteilung um sie herum nur nach 1, 2, 3 oder 16 Richtungen

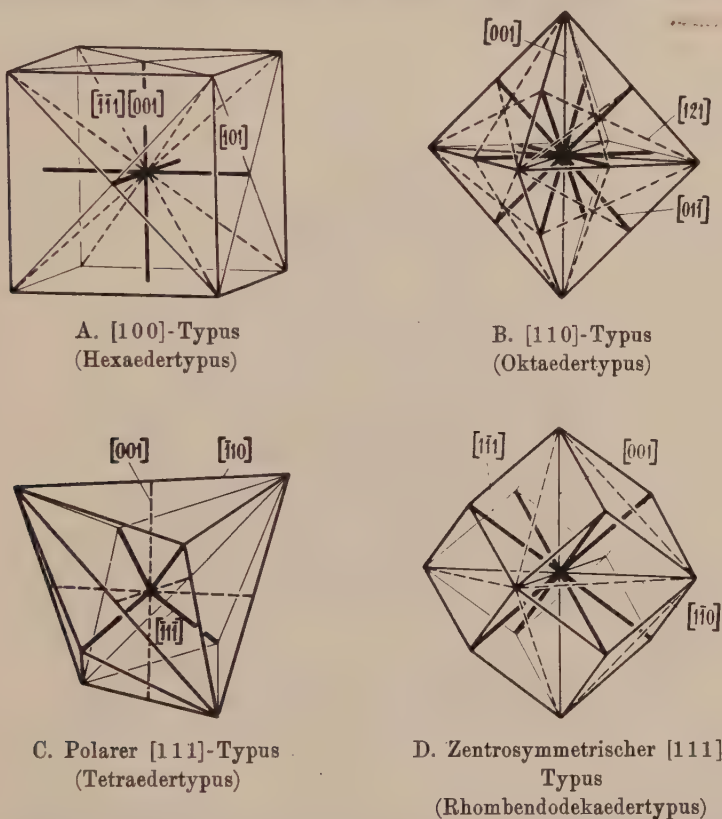


Fig. 2. Beziehung der Hauptzonen kubischer Kristalle zu einfachsten Flächenformen. In den kubischen Haupttypen sind die wichtigsten Zonen den Raum- und Flächen-diagonalen (von letztern nur die vordern eingezeichnet), bezw. den Kanten der vorwiegendsten (A, B, D) oder doch einer häufigen Wachstumsform (C) parallel, und ihre relative vektorielle Bedeutung kann gerade durch die Länge dieser Linien (bei C sind die halben Längen der Kanten in Rechnung zu setzen), d. h. durch folgende Proportionen definiert werden.

$$\begin{aligned} \text{A. } [100]:[110]:[111] &= 1:\sqrt{2}:\sqrt{3} & \text{B. } [110]:[100]:[211] &= 1:\sqrt{2}:\sqrt{3} \\ \text{C. } [111]:[1\bar{1}\bar{1}]:[110]:[100] &= 1:3:\frac{2}{3}\sqrt{6}:\frac{4}{3}\sqrt{3} & \text{D. } [111]:[100]:[110] &= 1:\frac{2}{3}\sqrt{3}:\frac{2}{3}\sqrt{6} \end{aligned}$$

In Fig. C sind von den polaren $[111]$ -Richtungen bloß die kurzen eingezeichnet. Die längern würden durch die zugeordneten Raumdiagonalen, d. h. durch den Abstand zweier gegenüberliegenden trigonalen Ecken dargestellt.

eine gleiche ist. Allein dann tritt das speziell Kubische in der Symmetrie des Kraftfeldes des Einzelteilchens nicht in Erscheinung, weil ja nur die gegenseitige Stellung der Kraftfelder zueinander die kubische Gesamtsymmetrie erzeugt. Es darf daher erwartet werden, daß in den meisten Fällen die spezifisch kubische Verteilung gleichwertiger Richtungen sich bereits in der gegenseitigen Lage wichtiger Baugruppenschwerpunkte äußert, mit anderen Worten, daß wichtige Bindungen der Struktur parallel den einfachsten Zonen kubischer Kristalle gehen. Je nachdem nun von den einfachsten Bindungsrichtungen die-

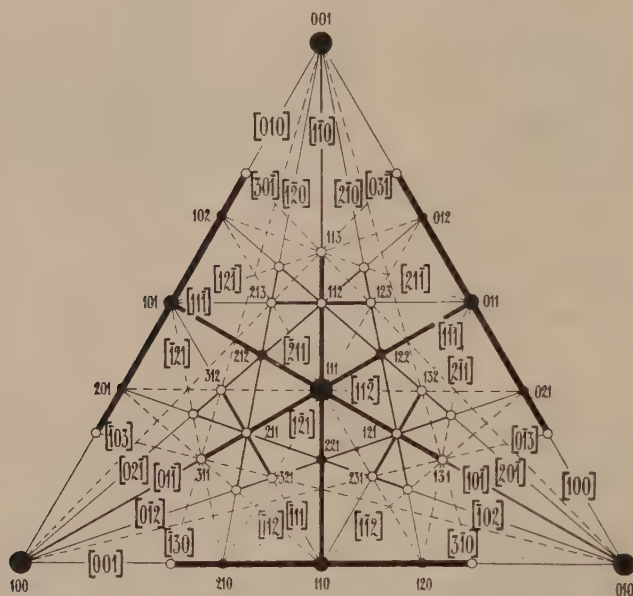


Fig. 3. Dreiecksprojektion der wichtigsten Zonen und Flächen des $[100]$ -, bzw. hexaedrischen Typus. Die kräftigere Signatur einzelner Zonen und Flächen soll deren größere Wichtigkeit hervorheben.

jenigen parallel den Kanten, Flächendiagonalen oder Körperdiagonalen des Würfels überwiegen, lassen sich drei, bzw. vier Haupttypen der morphologischen Entwicklung voraussehen.

1. $[100]$ -Typus. Das in der allgemeinen Mineralogie als Hexaeder-schema bezeichnete Anordnungsschema wichtiger Teilchenschwerpunkte findet sich vor, wenn $[100]$ wichtigste Bindungslinien sind. Es kann dann jeder dieser Teilchenschwerpunkte in sechs gleichen, kürzesten, aufeinander senkrecht stehenden Abständen von anderen Teilchen umgeben sein. Die Vektoren $[100]$ sind die Grundvektoren der Kristallstruktur und der morphologischen Entwicklung. Daraus leiten sich (siehe „Allgemeine Mineralogie“, Seite 653) als nächstwichtige Struktur-

richtungen ab die Zonen $[110]$ und $[111]$ (Fig. 2, A). Es folgen $[210]$ und $[211]$ usw.

Vieren von den sechs Hauptbindungen parallel gehen die Würfel-
flächen. Sie müssen als ausgezeichnete Strukturelemente hervortreten.
Jedoch auch das zu $[100]$ -, $[110]$ - und $[111]$ -Richtungen parallele
Rhombendodekaeder und das zu $[110]$ -Richtungen parallele Oktaeder
werden eine wesentliche Rolle spielen müssen. Die in den Schnittpunkten wichtiger Zonen liegenden Flächen der Formen $\langle 210 \rangle$, $\langle 211 \rangle$, $\langle 311 \rangle$, $\langle 321 \rangle$, $\langle 221 \rangle$, $\langle 421 \rangle$, $\langle 521 \rangle$ seien außerdem erwähnt. Manche von

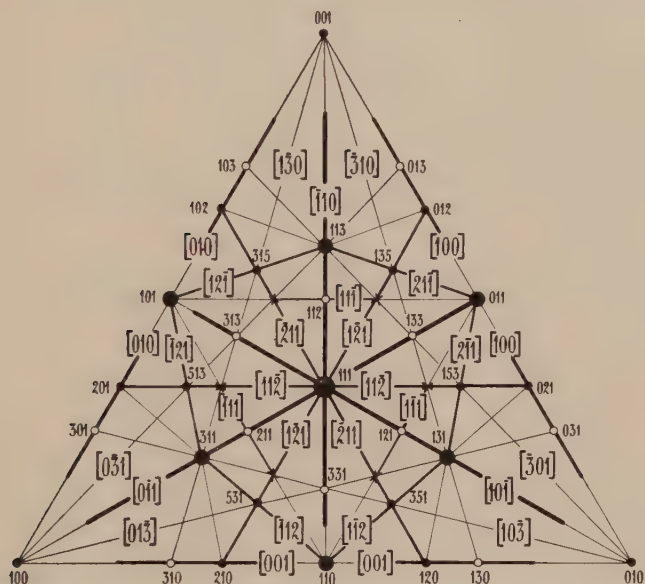


Fig. 4. Dreiecksprojektion der wichtigsten Flächen und Zonen
im $[110]$ -, bzw. oktaedrischen Typus.

ihnen werden als Grenzflächen gut besetzter Zonenbereiche hervortreten können. Besonders deutlich sind diese Zonenbeziehungen aus der Dreiecksprojektion¹⁾ der Fig. 3 zu ersehen. Darin sind die Zonen gemäß ihrer durch vektorielle Ableitung gewonnenen Wichtigkeit mehr oder weniger kräftig ausgezogen, bzw. gestrichelt. Ebenso ist durch größere

¹⁾ Die Dreiecksprojektion kann in engsten Zusammenhang mit dem bekannten Konzentrationsdreieck der Chemie gebracht werden. Man hat einfach das Flächen-symbol (hkl) formal als eine „Verbindung“ der drei „Komponenten“ (100) , (010) , (001) aufzufassen, d. h. als $h(100) + k(010) + l(001)$ zu deuten. Der Fläche (hkl) entspricht dann ein Punkt, dessen Abstände von den drei Seiten sich verhalten wie $h:k:l$. Werden h, k, l in Prozentzahlen ausgedrückt, so läßt sich jede Fläche (hkl) sofort im Projektionsdreieck eintragen, falls parallel den drei Seiten je 100 äquidistante Gerade gezogen sind. Weiteres siehe „Allgemeine Mineralogie“, Seite 120 ff.

oder kleinere, ausgefüllte oder leere Kreise die hervortretende oder untergeordnete Bedeutung der betreffenden Fläche symbolisiert.

2. [110]-Typus. Wenn von einem wichtigen Teilchenschwerpunkt 12 gleichlange kürzeste Bindungslinien ausgehen von der Richtung der Flächendiagonalen eines Würfels, so resultiert dieser Typus. Die gleichmäßige Punktverteilung wird bedingen, daß besonders ausgezeichnete Flächenlagen kaum vorhanden sind. Wohl sind die Richtungen [110] Grundvektoren. Allein die Richtungen [100] und [111] stehen als Tetragiren- oder Trigirenrichtungen so symmetrisch zu [110]-Rich-

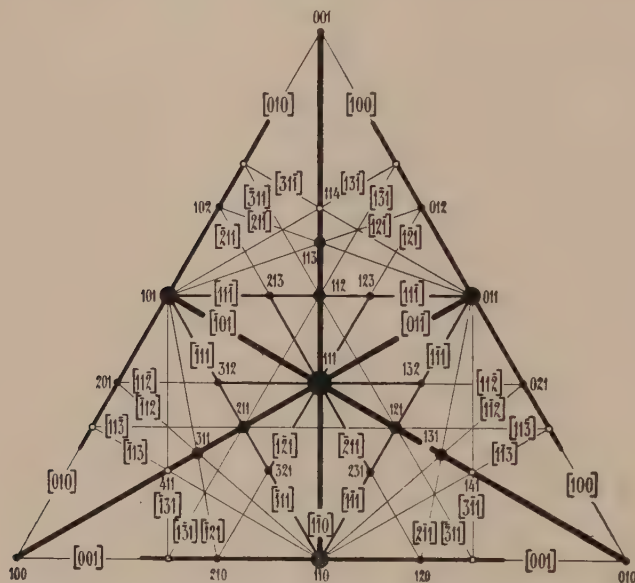


Fig. 5. Dreiecksprojektion der wichtigsten Zonen und Flächen im polaren [111]-, bzw. tetraedrischen Typus.

tungen, daß auch sie als wichtige Zonen in Frage kommen werden, und nicht minder gilt dies für die [211]-Richtungen, die Höhenlinien der von je drei [110]-Richtungen gebildeten gleichseitigen Dreiecke (Fig. 2, B). Naturgemäß sind die Lagen der Oktaederflächen etwas vor denen der Würfel- und Rhombendodekaederflächen ausgezeichnet. Jede Oktaederfläche geht ja 6 von den 12 Grundrichtungen parallel.

Im übrigen haben, wie aus dem Projektionsbild der Fig. 4 schön ersichtlich¹⁾ ist, $\langle 311 \rangle$, $\langle 211 \rangle$, $\langle 210 \rangle$, $\langle 531 \rangle$, $\langle 321 \rangle$ unter anderem günstige Lagen.

3. [111]-Typus. Es lassen sich hier zwei Unterfälle unterscheiden, je nachdem, ob der Gesamtkomplex der acht Richtungen polaren oder nicht polaren Charakter besitzt.

¹⁾ Hier und in manchen späteren Projektionsbildern sind weniger häufige Flächen durch Kreuzchen bezeichnet.

a) Tetraederanordnung (Fig. 2, C). Zusammengehörig sind als Grundvektoren

einerseits $[111]$ $[\bar{1}\bar{1}\bar{1}]$ $[\bar{1}\bar{1}\bar{1}]$ $[\bar{1}\bar{1}\bar{1}]$

anderseits $[\bar{1}\bar{1}\bar{1}]$ $[111]$ $[111]$ $[111]$ mit anderem Ausgangspunkt.

Der Gesamtkomplex der zwölf $[110]$ -Richtungen entspricht wichtigen, nicht polaren Verbindungslinien von Teilchenschwerpunkten. Auch diese Richtungen dürfen als Grundvektoren angesehen werden.

Mit den Komplexen $[111]$ und $[110]$ als Ausgangsvektoren erhält man die nächst wichtigen Zonen: $[311]$, $[3\bar{3}\bar{1}]$ als polare Richtungen

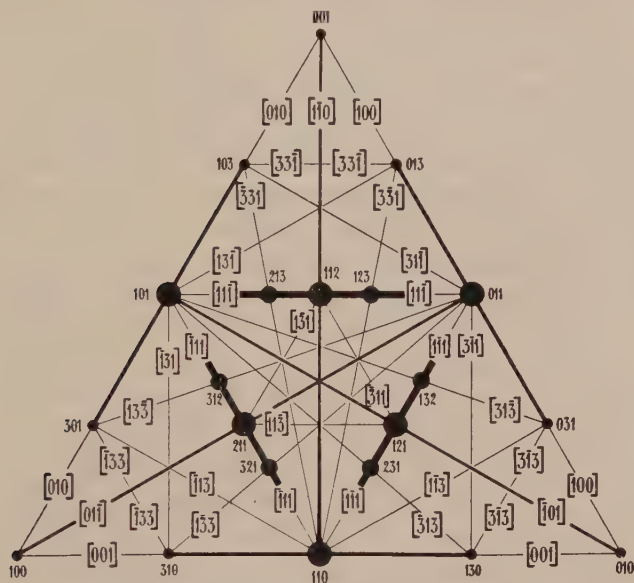


Fig. 6. Dreiecksprojektion der wichtigsten Zonen und Flächen im zentrosymmetrischen $[111]$ -, bzw. rhombendodekaedrischen Typus.

und $[100]$, dann $[211]$ und $[310]$ als nicht polare Richtungen. Ausgezeichnete Lagen hinsichtlich der genannten Zonen kommen insbesondere den Flächen der Formen $\langle 111 \rangle$, $\langle 110 \rangle$, $\langle 211 \rangle$, $\langle 311 \rangle$, $\langle 321 \rangle$, $\langle 221 \rangle$, $\langle 100 \rangle$ zu (Fig. 5). Die hemimorphe Symmetrie bedingt den Zerfall der 48-Flächner $\langle hkl \rangle$ und der 24-Flächner $\langle hhl \rangle$ und $\langle hkk \rangle$ in je zwei ungleichwertige Korrelatformen. Die $\langle 111 \rangle$ -Form zerfällt in zwei korrelate Tetraeder. Hemimorphe Symmetrie braucht jedoch nicht in allen Fällen aufzutreten. Sind die durch $[111]$ -Bindungen verknüpften Baugruppen selbst gleichwertig, so kann kubisch holoedrische Symmetrie resultieren.

b) Oktaederschema. Wichtige Teilchenschwerpunkte sind in Richtung der körperlichen Würfeldiagonalen in der Achtzahl von anderen Teilchen zentrosymmetrisch umgeben. Ausgesprochene Grundvektoren

sind die 8 Richtungen $[111]$. Daraus leiten sich erst in zweiter Linie die Vektoren $[100]$ und $[110]$ mit den Symbolen $[200]$ und $[220]$ ab; $[311]$ und $[331]$ folgen. Die Form $\langle 110 \rangle$ besteht aus Flächen, die je vier Richtungen von $[110]$ parallel gehen (Fig. 2, D). Im Schnittpunkt zweier Zonen $[111]$ und $[110]$ liegen die Flächen von $\langle 211 \rangle$. $\langle 321 \rangle$ gehört sowohl Zonen $[111]$ als Zonen $[331]$ an (Fig. 6).

Es unterscheiden sich somit diese drei Haupttypen voneinander durch die relative Bedeutung der einzelnen Zonen als Strukturrichtungen. Nach den in der allgemeinen Mineralogie gegebenen Erörterungen wird sich dies im morphologischen Verhalten ausdrücken. Dabei bleibt zu bedenken, daß die Kristallstrukturen von Verbindungen komplexer sind als hier angenommen wurde. Verbindungslinien gleichartiger und ungleichartiger Teilchen müssen unterschieden werden, und es können für die Hauptschwerpunktsverteilung an sich unwichtige Richtungen wichtig werden, wenn sie gegenüber einer sekundären Komplexzergliederung ausgezeichnete Lagen aufweisen. Alles das hat zur Folge, daß aus der Morphologie nicht direkt auf die Struktur Rückschlüsse möglich sind. Auch erhöht sich dadurch die Mannigfaltigkeit, so daß jeder Bauplan individuelle Züge besitzt. Die Konkurrenz der verschiedenen Richtungen bedingt Übergänge zwischen den Haupttypen. Die Art der vorkristallin vorhandenen Bindungsverhältnisse hat zudem eine Abhängigkeit der wachstumsmorphologischen Entwicklung von der Genesis zur Folge, und im gleichen Sinne wirkt das selektive Adsorptionsvermögen der einzelnen Kristallflächen (Schuttschicht, siehe „Allgemeine Mineralogie“, S. 642). Umso bemerkenswerter ist es, daß eine generelle Übersicht mit einer Obereinteilung in drei oder vier entsprechende morphologische Typen sehr wohl auskommen kann. Ja man hat diese Typen schon lange auseinandergehalten und meist nach der vorwiegenden Form Hexaeder-, Oktaeder-, Rhombendodekaeder-, bzw. Tetraedertypus genannt (Fig. 2).

Wir wollen daher in unserer Besprechung kubischer und hypokubischer Mineralien gleichfalls von dieser Einteilung Gebrauch machen, wobei nun, wo das möglich ist, nachzuprüfen bleibt, inwiefern der Zusammenhang zwischen Struktur und äußerer morphologischer Entwicklung sich bewahrheitet.

1. Hexaedrischer Typus. $[100]$ -Typus

Alkalihalogenide vom Typus Steinsalz. Kubisch

Die isomorphe Gruppe hierher gehöriger Salze ist bereits als solche in der „Allgemeinen Mineralogie“ (Seite 551 bis 565) eingehend besprochen worden. Hier sollen nur die zwei wichtigsten Mineralien, Steinsalz (NaCl) und Sylvin (KCl), beschrieben werden.

Gemeinsame Kennzeichen: Beide Mineralien kristallisieren kubisch und sind an sich farblos. Sie besitzen mittlere bis niedrige Lichtbrechung. Härte = 2. Für Wärmestrahlung sind beide Mineralien sehr durchlässig (sie sind sehr diatherman).

Physikalisches und thermochemisches Verhalten: Die Lichtbrechung nimmt mit wachsendem λ und steigender Temperatur relativ rasch ab, wie folgende Vergleichsdaten zeigen.

λ in $\mu\mu$	Steinsalz. t in Celsiusgraden			Sylvin. t in Celsiusgraden		
	14°	102°	320°	22°	140°	320°
471,3	1,5551	1,5518	1,5419	1,4992	1,4948	1,4865
587,6	1,5446	1,5409	1,5301	1,4901	1,4855	1,4762
706,5	1,5390	1,5352	1,5245	1,4848	1,4806	1,4717

Für das Ultraviolette und das Ultrarote sind bei 18° C folgende Werte bestimmt worden.

λ in $\mu\mu$	185	257	394	589,3	982,2	1768	6482,5	8839,8	15911,6
Na Cl	1,8933	1,6461	1,5690	1,5443	1,5324	1,5274	1,5136	1,5020	1,4410
K Cl	1,8270	1,5812	1,5121	1,4904	1,4800	1,4758	1,4678	1,4608	1,4261

Als Dielektrizitätskonstanten lassen sich berechnen für

$$\begin{array}{lll} \lambda = 300 \mu & \text{Steinsalz} = 6,1 & \text{Sylvin} = 4,8 \\ \lambda = \infty & \text{„} = 5,18 & \text{„} = 4,8 \end{array}$$

(oder bei anderen Annahmen 6,29, bzw. 4,94). Das entspräche bei $\lambda = \infty$ den Brechungsindizes $n = 2,27$, bzw. $n = 2,19$, wogegen durch Extrapolation der Dispersionsformeln gefunden wurde:

$$\text{Steinsalz: } n = 1,5255 \quad \text{Sylvin: } n = 1,4725.$$

Die Verdet'sche Konstante¹⁾, welche die elektromagnetische Drehung der Polarisationssebene des Lichtes bestimmt, hat bei 20° C folgende, in Winkelminuten gemessenen Werte:

λ in $\mu\mu$	259,9	355,2	435,8	546	589	670,8	900	1500	2000	3000
Na Cl	0,2708	0,1072	0,0655	0,0390	0,0328	0,0245	0,0128	0,0047	0,0026	—
K Cl	—	—	0,0534	0,0316	0,0267	0,0201	0,0105	0,0038	0,0021	0,0009

Die auf die Masseneinheit bezogene, d. h. die spezifische magnetische Suszeptibilität beträgt bei Zimmertemperatur für Steinsalz $-0,41 \cdot 10^{-6}$, für Sylvin $-0,47 \cdot 10^{-6}$ und nimmt mit steigender Temperatur absolut zu. Steinsalz und Sylvin sind also beide diamagnetisch.

¹⁾ Durchsetzt bei der Temperatur t^0 ein geradlinig polarisierter Lichtstrahl von der in Luft gemessenen Wellenlänge λ einen lt cm langen Körper in Richtung der Kraftlinien des magnetischen Feldes der Stärke H (in Gauß), so ist der Drehungswinkel α_t^λ des Lichtstrahles gegeben durch

$$\alpha_t^\lambda = \omega_t^\lambda H l.$$

ω_t^λ ist die sogen. Verdet'sche Konstante.

Der spezifische elektrische Widerstand, d. h. der Widerstand pro 1 m Länge und 1 mm² Querschnitt ist für Steinsalz $1,33 \cdot 10^{21}$ Ohm \perp (100), bzw. $2,63 \cdot 10^{21}$ Ohm \perp (111). Die elektrische Leitfähigkeit von Steinsalz wächst sehr schnell mit der Temperatur an. Der Stromdurchgang wird durch die Bewegung der Ionen des Gitters ermöglicht, wobei die beweglicheren Na-Ionen den Haupteffekt erzielen. Es findet aber eine teilweise Dissoziation statt. Ein analoges Bild der Elektrolyse bietet Sylvin dar.

Die Wärmeleitfähigkeiten λ , in Abhängigkeit von der absoluten Temperatur, haben nachstehende Werte:

T	21°	83°	195°	273°	373°
Steinsalz	—	0,064	0,025	0,017	0,012
Sylvin	0,140	0,050	0,025	0,017	0,012.

Mit Röntgenlicht bestrahlte Steinsalzkristalle werden derart verändert, daß sie nachher bei Bestrahlung mit sichtbarem Licht im elektrischen Feld lichtelektrisch leitend sind. Ein Maximum der lichtelektrischen Wirkung gehört $\lambda = 0,47 \mu$ an.

Die Abhängigkeit der wahren spezifischen Mittelatomwärme (= halbe Molekularwärme) von der absoluten Temperatur geht aus folgenden Daten hervor:

T	290,0 ^o	86,0 ^o	48,3 ^o	22,8 ^o		83,8 ^o	69,0 ^o	25 ^o
Sylvin	6,02	4,36	2,85	0,58	Steinsalz	3,82	3,13	0,29.

Der Abfall ist somit bei Steinsalz ein rascherer.

Über die gewöhnlichen mittleren spezifischen Wärmen c_m mögen folgende Zahlen orientieren:

Sylvin	Steinsalz
Zwischen 0° und 76,6° C ist $c_m = 0,1581$.	Zwischen 0° und 75,2° C ist $c_m = 0,1971$.

Nach anderen Angaben ist zwischen 2° und 44° C $c_m = 0,1661$, bzw. zwischen 3° und 43° C $c_m = 0,2078$.

Als spezifische Gewichte werden angegeben:

	0°	25°	50,4°	von 0 bis 25°
Steinsalz	2,168	2,161	2,156	daraus kubischer $1,25 \cdot 10^{-4}$
Sylvin	1,992	1,987	1,981	Ausdehnungskoeffizient $0,84 \cdot 10^{-4}$.

Für den linearen Ausdehnungskoeffizienten wurde gefunden

	zwischen 40° und 60°	— 253° und — 193°
Steinsalz	$0,4039 \cdot 10^{-4}$	$0,099 \cdot 10^{-4}$
Sylvin	$0,380 \cdot 10^{-4}$	—

Der Kompressibilitätskoeffizient pro Megabar ist für Steinsalz bei 0 Atmosphären $4,12 \cdot 10^{-6}$, bei 10000 Atmosphären nur noch $3,53 \cdot 10^{-6}$, für Sylvin beträgt er $5,62 \cdot 10^{-6}$.

Für Kreiszylinder von Steinsalz ist im allgemeinen in der Richtung [100] die Zugfestigkeit ca. 450 g/mm². Bei Zimmertemperatur liegt die Elastizitätsgrenze bei etwa 920 g/mm². Bei 200° ist für diese Würfelnormale die Elastizitätsgrenze der Festigkeit gleich. Oberhalb 200° C tritt somit vor dem Bruch Fließen ein (plastisches Verhalten). Für Biegung liegt die Übergangstemperatur spröde \rightarrow plastisch in der Nähe der Zimmertemperatur. Theoretisch sollte die Zugfestigkeit viel größer sein. Der Kristall bricht frühzeitiger wegen Oberflächeneffekten. Interessant ist, daß die Festigkeit im Wasser bedeutend größer ist, auch durch Auflösung erhaltene oder feuchte Stäbchen besitzen um ein Vielfaches höhere Zugfestigkeit. Ähnlich verhält sich Sylvin.

Als Elastizitätskonstanten¹⁾, bezogen auf den Druck von 1 g pro cm², werden angegeben:

¹⁾ Siehe „Allgemeine Mineralogie“, Seite 283 f.

Steinsalz:	$s_{11} = 23,82 \cdot 10^{-10}$	$s_{12} = -5,17 \cdot 10^{-10}$	$s_{44} = 77,29 \cdot 10^{-10}$
	$c_{11} = 4,77 \cdot 10^8$	$c_{12} = 1,32 \cdot 10^8$	$c_{44} = 1,29 \cdot 10^8$
Sylvin:	$s_{11} = 26,85 \cdot 10^{-10}$	$s_{12} = -1,35 \cdot 10^{-10}$	$s_{44} = 153,0 \cdot 10^{-10}$
	$c_{11} = 3,75 \cdot 10^8$	$c_{12} = 0,198 \cdot 10^8$	$c_{44} = 0,655 \cdot 10^8$

Schmelz- und Siedepunkt liegen für

Steinsalz bei 800° , bezw. 1442°C

Sylvin bei 771° , bezw. 1415°C .

In kgCal./Mol ist die Schmelz- und Verdampfungswärme von

Steinsalz 7,22 44,3 bei 1439°

Sylvin 6,41 43,1 bei 1415° .

Für die Bildungswärme gilt: $\text{Na} + \frac{1}{2} \text{Cl}_2 = \text{NaCl} + 97800 \text{ cal}$.

Die Löslichkeit in Wasser nimmt mit der Temperatur zu, wie folgende Zahlen für je 100 g Lösung zeigen.

Temperatur in C	10°	30°	50°	70°	90°	108°	140°	180°	215°
Steinsalz in g	26,3	26,5	26,85	27,3	27,8	28,4	29,6	31,0	31,6
Sylvin in g	23,8	27,3	30,1	32,6	34,9	36,8	—	43,8	—

Gemeinsame morphologische Erscheinungen: Für beide Mineralien ist $\langle 100 \rangle$ Hauptwachstumsform. Gemeinsam sind ferner $\langle 111 \rangle$, $\langle 210 \rangle$, $\langle 211 \rangle$, $\langle 110 \rangle$, $\langle 321 \rangle$. Die Ätzfiguren sind manchmal auf einzelnen Flächen niedriger symmetrisch, als sie bei kubisch holoedrischer Symmetrie sein müßten (Fig. 7, D). Man hat daraus geschlossen, daß beide Mineralien enantiomorph oder tetartoedrisch kristallisieren. Beim Sylvin zeigen auch die $\langle hkl \rangle$ -Flächen eine Verteilung, die Pentagonikositetraedern entsprechen könnte. Bei Steinsalz ist eine derartige Formentwicklung bis jetzt nicht nachgewiesen worden. Die Meroedrie ist auf alle Fälle eine sehr schwache; sie ist mit den üblichen Hilfsmitteln nicht einmal in der Anordnung der Atomschwerpunkte wahrnehmbar (niedrige Atomsymmetrie?). Die große Löslichkeit beider Mineralien im Wasser hat zur Folge, daß Auflösungen häufig von statten gehen und so vereinzelt kleine Flächenelemente beobachtet werden, denen relativ hohe Indizes zukommen. Es handelt sich dabei wohl öfters um Anfangsstadien der Ausheilung von Korrosionsfeldern.

Steinsalz und Sylvin sind nach dem Würfel ausgezeichnet spaltbar.

Translationen erfolgen leicht nach $\langle 110 \rangle$, wobei $[110]$ -Richtungen als Translationsrichtungen fungieren. Der Translationsfähigkeit verdankt insbesondere Steinsalz seine hohe Plastizität, die beim Erwärmen deutlicher wird. Auch die Schlagfiguren (siehe „Allgemeine Mineralogie“, Seite 306) stehen mit dieser Eigenschaft im Zusammenhang.

Die Struktur ist in der „Allgemeinen Mineralogie“ bereits mehrfach beschrieben und abgebildet worden (siehe z. B. Seite 619).

Folgende Ionenlagen im Elementarwürfel ergeben das richtige Strukturbild.

Na, bezw. K	$\begin{bmatrix} 0 & 0 & 0 \end{bmatrix}$	$\begin{bmatrix} \frac{1}{2} & \frac{1}{2} & 0 \end{bmatrix}$	$\begin{bmatrix} 0 & \frac{1}{2} & \frac{1}{2} \end{bmatrix}$	$\begin{bmatrix} \frac{1}{2} & 0 & \frac{1}{2} \end{bmatrix}$
Cl	$\begin{bmatrix} \frac{1}{2} & \frac{1}{2} & \frac{1}{2} \end{bmatrix}$	$\begin{bmatrix} 0 & 0 & \frac{1}{2} \end{bmatrix}$	$\begin{bmatrix} \frac{1}{2} & 0 & 0 \end{bmatrix}$	$\begin{bmatrix} 0 & \frac{1}{2} & 0 \end{bmatrix}$

Jedes Na-, bezw. K-Ion ist nach dem Hexaederschema („Allgemeine Mineralogie“, Seite 485) von 6 Cl-Ionen umgeben, jedes Cl-Ion in gleicher Weise von sechs Metallionen. Die Richtungen dieser kürzesten Abstände ungleichartiger Ionen sind die Richtungen $[100] [\bar{1}00] [010] [0\bar{1}0] [001] [00\bar{1}]$. Auf den 12 einander zugehörigen Richtungen $[110]$ (zugleich Normalen zu den Rhombendodekaederflächen) liegen die kürzesten Entfernungen gleichartiger Ionen. Es gibt für diese Struktur überhaupt zweierlei Scharen von Gittergeraden. Die einen (wie $[100]$) enthalten Gitterlinien, auf denen die Ionen abwechseln, die anderen (wie $[110]$) bestehen aus zweierlei Punktreihen, von denen jede nur je einerlei Ionen enthält. Allgemein gilt folgendes: Zum Typus $[100]$ gehören alle Gittergeraden $[uvw]$ mit ungerader Summe $u + v + w$, zum Typus $[110]$ gehören die Gittergeraden, deren Indizessumme geradzahlig¹⁾ ist. Beispiele:

Typus $[100]$: $[111] [210] [311] [221] [410]$ usw.

Typus $[110]$: $[211] [310] [321] [411] [510]$ usw.

Die zweit dichtest besetzten Gitterlinien vom Typus $[100]$ sind die Richtungen des Komplexes $[111]$, die nächst wichtigen Gitterlinien, die sich wie $[110]$ verhalten, sind die Richtungen des Komplexes $[211]$.

Die Flächen der Form $\langle 100 \rangle$ sind vor allen anderen Flächen dadurch ausgezeichnet, daß $\frac{2}{3}$ der kürzesten Bindungen zwischen verschiedenen polaren Bestandteilen in ihnen liegen und die übrigen jeweils darauf senkrecht stehen. Die Spaltbarkeit nach $\langle 100 \rangle$ ist eine Spaltbarkeit parallel den Ebenen des Kohäsionsmaximums. Jede Massenebene $\langle 100 \rangle$ enthält sowohl Metallionen als Chlorionen. Im ganzen lassen sich wie bei den Gittergeraden zwei Typen von Massenebenenserien unterscheiden: Erstens Ebenenserien, wie die von $\langle 100 \rangle$, mit einer Belastung von beiderlei Ionen und zweitens Ebenenserien, bei denen auf Massenebenen, die nur Metallionen besitzen, solche folgen, die nur Chlorionen enthalten. Nach der auf Seite 459 der „Allgemeinen Mineralogie“ gegebenen Erläuterungen läßt sich leicht berechnen, daß zum ersten Typus alle Ebenen gehören, die nicht lauter ungerade Indizes (d. h. gemischte Indizes) besitzen. Zum zweiten Typus gehören nur die Ebenen, deren Indizes alle ungerade sind.

In bezug auf die Belastung und Ebenenabstände ergeben sich somit nachstehende Reihenfolgen:

Typus 1: $\langle 100 \rangle, \langle 110 \rangle, \langle 210 \rangle, \langle 211 \rangle, \langle 221 \rangle, \langle 310 \rangle$

Typus 2: $\langle 111 \rangle, \langle 311 \rangle, \langle 331 \rangle, \langle 511 \rangle$.

Daß in bezug auf die „innere Übergangsschicht“ bei diesem Typus eine ganz bestimmte Reihenfolge erkennbar sein muß, geht aus den Fig. 540 auf Seite 666 der „Allgemeinen Mineralogie“ hervor. Für $\langle 100 \rangle, \langle 110 \rangle$ und $\langle 111 \rangle$ finden sich hinsichtlich des Hexaederschemas unabgesättigte Ionen nur auf den Grenzebenen ($\Delta = 0$). Im übrigen ergibt sich mit zunehmender Dicke dieser Δ -Schichten die Reihenfolge: $\langle 221 \rangle, \langle 211 \rangle, \langle 332 \rangle, \langle 210 \rangle, \langle 331 \rangle, \langle 443 \rangle, \langle 322 \rangle$ usw. Relative Minimalwerte von Δ innerhalb der wichtigen Zonen weisen noch $\langle 320 \rangle, \langle 310 \rangle, \langle 311 \rangle, \langle 321 \rangle$ auf. Ungünstig erscheinen in bezug auf die inneren Übergangsschichten die $\langle 100 \rangle$ benachbarten Zonenanteile von $[110]$ und $[100]$ zu sein, das heißt Flächenlagen wie (hkk) und $(hk0)$ mit hohem h und kleinem k . Währenddem wegen des geringen Reichtums an gemeinsamen Formen die spezielle Morphologie der Wachstumsformen erst bei Betrachtung der Einzelmineralien mit der Struktur in Beziehung gesetzt werden kann, sei noch darauf hingewiesen, daß die Translationsrichtung den kürzesten Abständen gleichartiger Ionen parallel geht. Die strukturelle Bedeutung der Spaltflächen ist bereits hervorgehoben worden. Die Bedeutung des Würfels als Wachstumsform läßt in Steinsalz und Sylvin ausgesprochene Repräsentanten des Hexaedertypus erkennen, der hier also mit dem $[100]$ -Strukturtypus zusammenfällt.

¹⁾ Ohne Berücksichtigung der Vorzeichen.

Chemische Verhältnisse: Aus der Schmelze scheiden sich über das ganze Konzentrationsintervall NaCl und KCl in Form von Mischkristallen aus. Die Brechungsindizes fallen mit zunehmendem K-Gehalt kontinuierlich. An abgeschreckten Mischkristallen wurden z. B. für die D-Linie bestimmt:

Gew.-% NaCl	100	80	60	50	40	20	0
Gew.-% KCl	0	20	40	50	60	80	100
n	1,5443	1,5316	1,5205	1,5145	1,5093	1,5000	1,4903

Bei 495° werden zunächst Mischkristalle von 65 Mol.-% NaCl unbeständig. Die Mischungslücke wird mit sinkender Temperatur rasch größer und umfaßt bereits bei 400° drei Viertel des Konzentrationsbereiches. Bei Zimmertemperatur sind Steinsalz und Sylvin praktisch nicht mischbar. Über die Mischungsverhältnisse anderer Chloride des Steinsalztypus siehe „Allgemeine Mineralogie“, Seite 548 und 561.

Steinsalz NaCl. Kubisch

Spezielle Kennzeichen: An sich farblos oder weiß, ist Steinsalz öfters grau, grün, rot, gelb oder braun, hier und da (meist unregelmäßig, wolkig) blau gefärbt. Letztere Farbe rührt vermutlich von ultra-

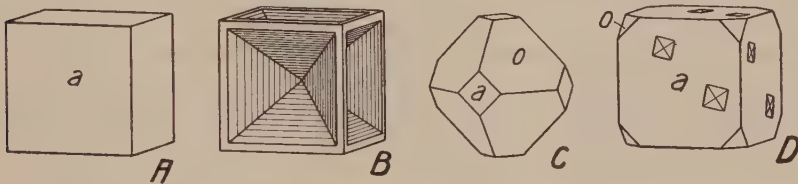


Fig. 7. Steinsalz (A, B, C) und Sylvin (D). A. Der Würfel als häufigste und zumeist einzige Wachstumsform. B. Würfelskelett, eine Folge raschen Wachstums. C. Oktaedrischer Habitus, z. B. bedingt durch Harnstoffzusatz zur Lösung. D. Charakteristische Sylvinkombination. Die Ätzfiguren weisen auf Enantiomorphie hin.

mikroskopischen Na-Metallpartikelchen her, sie ist künstlich nachahmbar und verschwindet beim Erhitzen. Auf den glatten Spaltflächen nach dem Würfel herrscht an feuchter Luft matter Glasglanz. Der Bruch ist muschelig, der Geschmack salzig. Härte = 2. Spezifisches Gewicht = 2,16.

Spezielle Morphologie: Je nach der Entstehung skelettartige Überzüge, körnige bis faserige Aggregate oder haarförmige Ausblühungen bildend. Auch schwebend gewachsene Einzelkristalle treten auf, wobei der Würfel die weitaus überwiegende und meist einzige Wachstumsform darstellt (Fig. 7, A). Nächstwichtig sind $\langle 111 \rangle$, $\langle 110 \rangle$ und $\langle 210 \rangle$. Von den 16 am natürlichen Steinsalz bis jetzt beobachteten Formen liegen

10 in den Zonen [100], vier¹⁾ in den Zonen [110]; zwei sind Formen allgemeinsten Lage, nämlich $\langle 321 \rangle$ und $\langle 543 \rangle$. Die Tetrakishexaeder liegen alle zwischen $\langle 510 \rangle$ und $\langle 110 \rangle$, dem Würfel vizinale Formen fehlen als Wachstumsgebilde. In den [110]-Zonen sind neben $\langle 111 \rangle$ und $\langle 110 \rangle$ zu erwähnen $\langle 221 \rangle$, $\langle 211 \rangle$ und $\langle 332 \rangle$. Als Hauptentwicklungszonen sind deutlich die [100]-Zonen erkennbar, mit zunehmender Bedeutung gegen $\langle 110 \rangle$ hin, wie nachstehende Aufzählung der Tetrakishexaeder zeigt: $\langle 510 \rangle$, $\langle 410 \rangle$, $\langle 310 \rangle$, $\langle 210 \rangle$, $\langle 530 \rangle$, $\langle 320 \rangle$, $\langle 430 \rangle$, $\langle 540 \rangle$. Es bedarf nach den Erörterungen von Seite 46 keines besonderen Hinweises, daß die Zonen- und Flächenentwicklung in engster Beziehung zur strukturellen Massenverteilung steht. Alle beobachteten Wachstumsgrenzflächen liegen in strukturell wichtigen Zonen, nämlich in [100], [110], [111] und [211].

Interessant sind die Ergebnisse von Lösungsversuchen, die *Poppe*, *Schnorr* und andere ausgeführt haben. Endkörper der Auflösung sind bei kugeligem Ausgangsgebilde außerordentlich flache Deltoidikositetraeder $\langle h11 \rangle$ mit sehr großem h . Auch flache Tetrakishexaeder $\langle h \cdot 1 \cdot 0 \rangle$ mit sehr großem h treten als Lösungsformen auf. Nun gilt allgemein, daß an Lösungskörpern an Stelle langsam wachsender und auch langsam bei der Lösung abgetragener Flächen Ecken treten. Mehr oder weniger gerundete Kanten laufen den Hauptzonen der Wachstumsflächen parallel (siehe „Allgemeine Mineralogie“, Seite 673f.). Wo sich Flächen ausdehnen, ist der Abtrag ein größerer. Gehen nun im allgemeinen, wie vermutet werden darf, unter sonst gleichen Umständen Wachstums- und Lösungsgeschwindigkeit einander parallel, so müssen diese Formen $\langle h11 \rangle$ und $\langle h10 \rangle$ auch Formen mit relativ großer Wachstumsgeschwindigkeit sein, d. h. Formen, die als glatte Begrenzungselemente beim Wachstum überhaupt kaum auftreten werden. Es ist durchaus möglich, daß dies im Zusammenhang steht mit dem Seite 46 erwähnten Umstande, daß für diese Flächen die innere Übergangsschicht relativ groß ist.

Aus rein wässrigen Lösungen kristallisiert Steinsalz, wie bereits betont, meist in Würfelform aus, wobei trichterartige, skelettförmige Gebilde bei raschem Wachstum die Regel sind (Fig. 7, B). Zusatz von Stoffen, die, soviel bekannt, mit NaCl komplexe Verbindungen eingehen oder in besonderer Weise die Dielektrizitätskonstanten ändern, läßt jedoch, wie *Fastert*, *Spangenberg* u. a. gezeigt haben, das Oktaeder entstehen. Hierin zeigt sich der habitusbestimmende Einfluß der Konstitution der Lösungsphase. Die Versuche wurden besonders mit Harnstoffzusatz ausgeführt (Fig. 7, C). *Spangenberg* gibt folgende Änderungen der Verhältnisse der Wachstumsgeschwindigkeiten bei 33,4° C an.

Harnstoffgehalt (g in 100 cm ³ Lösung)	0	3,5	8,0	13,1	21,9	33,5
$\frac{v_{111}}{v_{100}}$	3,19	2,20	0,68	0,32	0,32	0,25
$\frac{v_{110}}{v_{100}}$	6,8	5,6	6,5	5,8	3 bis 2	1,91

Es ändert sich somit durch Harnstoffzusatz die Reihenfolge der drei Flächen in bezug auf die Wachstumsgeschwindigkeit von $v_{100} < v_{111} < v_{110}$ zu $v_{111} < v_{100} < v_{110}$. Zweifelloso steht dieses Verhalten in Beziehung zum verschiedenen Bau der Massenebenen $\langle 100 \rangle$ und $\langle 111 \rangle$ und zu den verschiedenen elektrostatischen Verhältnissen, die

¹⁾ Die in Zonen [100] und [110] liegenden Formen $\langle 100 \rangle$ und $\langle 110 \rangle$ sind nicht mehr mitgezählt.

sie der Lösung darbieten. Eine genauere Deutung der Kinetik des Wachstumsvorganges, in Verbindung mit den Vorstellungen der elektrostatischen Verhältnisse an den Grenzflächen heteropolarer Kristalle gegen die Lösungsphase wird die Zusammenhänge klarstellen. Ansätze zu einer derartigen Betrachtungsweise sind mehrfach vorhanden.

Wenn auch, insbesondere bei Ebenen mit prinzipiell verschiedenem strukturellem Bau, durch die Natur des Lösungsmittels die Reihenfolge hinsichtlich der Bedeutung als Wachstumsfläche geändert wird, so bleibt doch, wie in diesem Falle, die Struktur als selektiv wirksamer Faktor maßgebend. So bildet sich im genannten Falle bei Steinsalz statt des Würfels das Oktaeder aus, d. h. die strukturell wichtigste Form vom zweiten Ebenentypus. Diese Erkenntnis gestattet uns, das Problem der äußeren Morphologie statistisch zu behandeln.

Nicht selten findet man in Ton eingebettete Steinsalzkristalle mit ganz eigentümlich verzerrt erscheinenden Begrenzungsformen. Nach *Mügge* handelt es sich nicht um an sich deformierte Kristalle, sondern um Formen, die durch die Deformation des umhüllenden Tones und das Weiterwachsen der Kristalle in die entstehenden Zerrungshohlräume entstanden sind.

Entstehung und Vorkommen: Sublimationen auf Laven sind vulkanisch perimagmatischen Ursprungs. Im übrigen ist Steinsalz ein typisches Mineral chemisch sedimentärer Lagerstätten, oft vergesellschaftet mit Anhydrit, Gips, Polyhalit, Kieserit, Carnallit, Sylvin, Bitumen, Ton.

Sylvin KCl. Kubisch

Spezielle Kennzeichen: Sylvin ist Steinsalz sehr ähnlich; der Geschmack ist jedoch bitter. An sich ist das Mineral farblos, glasglänzend, indessen erscheint es nicht selten weiß, bläulich oder gelblich-rot gefärbt. Die Spaltbarkeit nach dem Würfel ist vollkommen; der Bruch muschelig. Härte = 2. Spezifisches Gewicht = 1,99.

Spezielle Morphologie: Wenn auch $\langle 100 \rangle$ meist habitusbestimmende Hauptform ist, so tritt doch das Oktaeder in den natürlichen Vorkommnissen häufiger auf als bei Steinsalz (Fig. 7, D). Damit Hand in Hand scheint ein besseres Hervortreten der Zonen $[110]$ zu gehen. Relativ wichtige Formen sind nach den spärlichen Angaben folgende: $\langle 100 \rangle$, $\langle 111 \rangle$, $\langle 211 \rangle$, $\langle 311 \rangle$; ferner $\langle 110 \rangle$, $\langle 520 \rangle$, $\langle 540 \rangle$, $\langle 322 \rangle$, $\langle 722 \rangle$, $\langle 411 \rangle$, $\langle 421 \rangle$, $\langle 931 \rangle$, $\langle 841 \rangle$, $\langle 742 \rangle$. Mehrfach erwähnt werden noch $\langle 210 \rangle$, $\langle 720 \rangle$, $\langle 321 \rangle$, $\langle 12 \cdot 4 \cdot 1 \rangle$ und $\langle 20 \cdot 4 \cdot 1 \rangle$. Außerdem wurden vereinzelt Triakisoktaeder, wie $\langle 441 \rangle$ und $\langle 443 \rangle$ und viele $\langle hkl \rangle$ -Formen festgestellt. (Diese Schreibweise hat auf die öfters erwähnte enantiomorphe Ausbildung keine Rücksicht genommen.) Neben den Zonen $[110]$ und $[100]$ treten am ehesten Zonenstücke $[111]$, $[210]$ und $[310]$ in Erscheinung; mehrere der $\langle hkl \rangle$ -Formen liegen in der Nähe von $\langle 631 \rangle$, mitten im Feld zwischen Zonen $[100]$, $[111]$ und $[110]$ (vergl. etwa Fig. 3). Wahrscheinlich handelt es sich um Ausheilungsflächen.

Ätzfiguren sind an natürlichen Kristallen häufig. Sie weisen wie die künstlichen Ätzerscheinungen (Fig. 7, D) zum Teil auf enantiomorphe Symmetrieverhältnisse hin. Die Ätzgrübchen werden oft von Würfel- und Oktaederflächen umgrenzt. Es ist eine allgemeine Erscheinung, daß sogenannte primäre Ätzflächen Flächen größten Lösungswiderstandes sind. Der Angriff des Ätzmittels wird im Verlaufe der Auflösung durch die Bildung relativ langsam abgetragener Flächen abgeschirmt.

Entstehung und Vorkommen: Die Bildungsweise des Sylvins ist eine ähnliche wie die von Steinsalz (vulkanisch perimagmatisch und chemisch sedimentär). Auf den Kalisalzlagern findet man öfters die Hartsalz genannte Kombination: Steinsalz, Sylvin, Kieserit.

Der Struktur nach muß zum Steinsalztypus gerechnet werden:

Kerargyrit (Hornsilber, Chlorsilber) AgCl . Kubisch

Spezielle Kennzeichen: Neben meist würfelförmigen, oft reihenweise gruppierten Kriställchen bildet Kerargyrit vorwiegend derbe Massen, rindenförmige oder stalaktitische Überzüge. Wachs- oder hornartiges Aussehen ist nicht selten. Diamant- bis Wachsglanz, mit mattem Anlauf, ist vorhanden. Das Mineral ist durchsichtig bis undurchsichtig und wird durch Sonnenlicht purpurn oder violett gefärbt. Grünliche und bläuliche Farbentöne gehen schließlich in schwarze über. Kerargyrit ist geschmeidig, weich. Die Härte beträgt 1—2 oder darüber. Eine Spaltbarkeit ist, wohl infolge der Plastizität, nicht wahrnehmbar. Muscheliger Bruch. Spezifisches Gewicht = 5,5 (— 5,6).

Physikalisches und thermochemisches Verhalten: $n_D = 2,06$. Die Dielektrizitätskonstante wurde für $\lambda = 300 \mu$ zu 12,6 berechnet und die auf die Masseneinheit bezogene magnetische Suszeptibilität zu $-0,28 \cdot 10^{-6}$ gemessen. Kerargyrit ist somit diamagnetisch.

Bestimmungen der Wärmeleitfähigkeit an natürlichen Kristallen ergaben bei 0° den Wert $\lambda = 0,0026$. Zwischen 15° und 100° ist die mittlere spezifische Wärme $c_m = 0,09$. Die Abhängigkeit der Molekularwärme von der Temperatur geht aus folgenden Zahlen hervor:

T (absolut)	23,5	26,4	32,8	45,6	85,3	88,7
Molekularwärme	2,98	3,44	4,79	7,25	9,79	9,69.

Der lineare Ausdehnungskoeffizient ist 0,0000329.

Die Schmelztemperatur ist 455°C . Schmelzwärme und Verdampfungswärme, diese bei 1554°C bestimmt, sind pro Mol 4400, bezw. 44300 cal.

Die Löslichkeit in Wasser beträgt bei 18°C $1,34 \cdot 10^{-4}$ bis $1,50 \cdot 10^{-4}$ g Substanz in 100 g Lösung, bei 100° schon $2,18 \cdot 10^{-3}$ g.

Spezielle Morphologie: Die relativ seltenen Kriställchen zeigen vorzugsweise den Würfel, öfters kombiniert mit $\langle 111 \rangle$. Nächstwichtig erscheint das Rhombendodekaeder. Außerdem wurden beobachtet: $\langle 221 \rangle$, $\langle 441 \rangle$, $\langle 211 \rangle$, $\langle 411 \rangle$. Die Zwillingsbildung erfolgt nach $\langle 111 \rangle$. Künstliche Kristalle verhalten sich optisch oft anomal (Pleochroismus, Sektorenteilung). Durch Druck läßt sich diese Anomalität ebenfalls leicht erzeugen.

Vorkommen: Kerargyrit ist ein Mineral der Oxydationszone von silberhaltigen Erzgängen. Er bildet Pseudomorphosen nach Argentit und gediegen Silber, wird aber anderseits auch in gediegen Silber rückverwandelt.

Bromhaltiger Kerargyrit heißt Embolit. Auch reines AgBr, Bromargyrit, kristallisiert wie Kerargyrit. Jodobromit enthält noch J. Silberjodid (Jodyrit) für sich kristallisiert hexagonal (siehe „Allgemeine Mineralogie“, Seite 619).



Fig. 8. Polierter Anschliff von Galenit mit charakteristischen dreiseitigen „Spaltausbrüchen“, herrührend von der vollkommenen hexaedrischen Spaltbarkeit. Auf demselben Individuum haben diese Dreiecke übereinstimmende Form und Orientierung. Reflexionsfarbe von Galenit reinweiß.

Bleiglanzgruppe Pb X. Kubisch

Hauptmineral ist $\text{PbS} = \text{Galenit}$, Bleiglanz. Indem X durch Se oder Te ersetzt wird, ergeben sich, bei allerdings untergeordneter Bedeutung, $\text{PbSe} = \text{Clausthalit}$ und $\text{PbTe} = \text{Altaït}$.

Galenit (Bleiglanz) PbS . Kubisch holodrisch

Spezielle Kennzeichen: Das Erz ist metallisch glänzend, opak mit bleigrauer Farbe, die einen schwachen Stich ins Rötliche hat. Der Strich ist grauschwarz. Die Reflexionsfarbe erscheint in Anschliffen (Fig. 8) leuchtend reinweiß, selten mit einem Stich ins Braunrosa.

Die Härte des im allgemeinen sehr geschmeidigen Minerals ist wenig höher als 2. Die Spaltbarkeit erfolgt nach dem Würfel und ist so außerordentlich vollkommen, daß der ebene, etwas muschelige, striemige Bruch nur an unorientierten dichten Massen wahrzunehmen ist. Das spezifische Gewicht ist hoch: 7,45—7,65.

Physikalisches und thermochemisches Verhalten: Der sehr hohe Brechungsindex liegt bei 4 oder darüber. Galenit ist diamagnetisch. Auf die Masseneinheit bezogen ist die magnetische Suszeptibilität = $-0,35 \cdot 10^{-6}$.

Das elektrische Leitvermögen nimmt mit steigender Temperatur erst zu, um dann oberhalb 300° sehr stark abzunehmen.

Als spezifische Wärmen werden angegeben

zwischen 0° und 100°C	$c_m = 0,04658$; nach anderen Befunden ist $c_m = 0,0500$
„ 0° „ 200°C	$c_m = 0,04720$; „ „ „ „ } etwas über 0,0500
„ 0° „ 300°C	$c_m = 0,04811$; „ „ „ „ } bis 0,0520.

Über das Verhalten der spezifischen Wärme bei tiefen Temperaturen orientieren folgende Zahlen:

t in Celsiusgraden	— 209,3	— 191,4	— 158,8	— 111,4	+ 9,6
spezifische Wärme	0,0322	0,0368	0,0413	0,0453	0,0508.

Bei 40°C ist der lineare Ausdehnungskoeffizient $\lambda = 0,00002014$.

Der Schmelzpunkt wurde zu 1112°C gefunden. Die Bildungswärme beträgt rund 20000 cal. pro Mol. Die Löslichkeit im Wasser ist bei $25^{\circ} = 3,10 \cdot 10^{-5}$ g Substanz pro 100 g Lösung.

Neben der wie bei Steinsalz ausgezeichneten Spaltbarkeit nach dem Würfel tritt in einzelnen Fällen deutlicher eine sonst fehlende Spaltbarkeit oder Absonderung nach dem Oktaeder hervor. Besonders wismuthaltige Galenite zeigen dieses Verhalten. Das läßt vermuten, daß es sich um eine durch orientierte Einlagerung von Bismutinkriställchen bedingte Absonderung handelt. Auch Zwillingsbildung nach $\langle 111 \rangle$ kann diese Teilbarkeit erzeugen. Durchdringungs- und Berührungszwillinge nach dem Oktaeder sind ja nicht selten. Außerdem wird auch Zwillingslamellierung nach $\langle 441 \rangle$ (vergl. Fig. 9, K), $\langle 311 \rangle$ und $\langle 331 \rangle$ angegeben. Wie bei Steinsalz ist $[110]$ Translationsrichtung. Als Translationsflächen fungieren jedoch nicht die Rhombendodekaeder-, sondern die Würfelflächen. Möglicherweise sind auch die Richtungen $[100]$ Translationsrichtungen. Beide Erscheinungen sind in Anschliffen oft gut wahrnehmbar.

Spezielle Morphologie: Bleiglanz tritt in wohlausgebildeten oder „geflossen“ erscheinenden, manchmal auch zersetzten, zelligen (Fig. 9, A und B) Kristallen und in spätigen, grob- bis feinkörnigen Massen (mit oft striemigem Querbruch) auf. Seltener sind nierenförmige bis stalaktitische Ausbildungen und gestrickte Formen.

Die Hauptwachstumsform ist der Würfel, der auch am häufigsten als selbständige Form auftritt. Ihm folgt unmittelbar das Oktaeder, so daß weitaus die häufigste Kombination die von Würfel mit Oktaeder

ist. Unter den Kombinationen dreier Formen rangiert an erster Stelle $\langle 100 \rangle \cdot \langle 111 \rangle \cdot \langle 110 \rangle$ (Fig. 9, C). Im weiteren sind als einfache Kombinationen $\langle 111 \rangle \cdot \langle 100 \rangle \cdot \langle 221 \rangle$, $\langle 111 \rangle \cdot \langle 221 \rangle$, $\langle 111 \rangle \cdot \langle 100 \rangle \cdot \langle 110 \rangle \cdot \langle 221 \rangle$, $\langle 111 \rangle \cdot \langle 100 \rangle \cdot \langle 311 \rangle$ oder $\langle 211 \rangle$ (Fig. 9, J) relativ häufig. Als charakteristisch kann ferner gelten: $\langle 111 \rangle \cdot \langle 100 \rangle \cdot \langle 110 \rangle \cdot \langle 221 \rangle \pm \langle 331 \rangle$ oder $\langle 554 \rangle$ mit Streifung oder Wölbung nach den Zonen $[110]$ (Fig. 9, E). Im übrigen sind Deltoidikositetraeder, insbesondere als Vizinalen zu den Würfel­flächen, von $\langle 36 \cdot 1 \cdot 1 \rangle$ bis $\langle 411 \rangle$ reichlich vertreten, aber auch

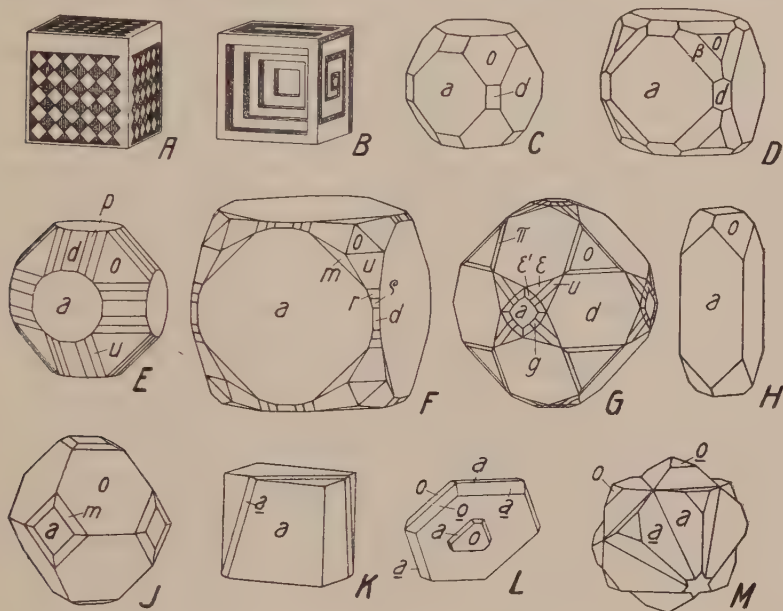


Fig. 9. Habitusbilder von Galenit. $a \langle 100 \rangle$, $d \langle 110 \rangle$, $o \langle 111 \rangle$; $\beta \langle 322 \rangle$, $m \langle 311 \rangle$, $\mu \langle 411 \rangle$, $g \langle 811 \rangle$; $u \langle 554 \rangle$, $r \langle 774 \rangle$, $p \langle 221 \rangle$, $\pi \langle 772 \rangle$, $\rho \langle 441 \rangle$, $\epsilon \langle 10 \cdot 3 \cdot 2 \rangle$, $\epsilon' \langle 20 \cdot 3 \cdot 2 \rangle$. A. Par­kettierter Würfel (Gonderbach, Westph.), B. Zelliger, skelettartiger Würfel (Gonderbach). Die Figuren D (Rossie, N. J.) und J zeigen, wie sich zu Würfel und Oktaeder gerne Deltoidikositetraeder gesellen. In Fig. G (Weiden, Rhl.) sind diese 24-Flächner schon sehr vizinal zum Würfel (lies μ statt u) und zudem mit würfelähnlichen Hexakisoktaedern kombiniert (entsprechend den in Fig. 10 eingezeichneten Feldern). An E (Neudorf) und F (Freiberg) runden Dodekaeder- und Triakisoktaederflächen die $\langle 111 \rangle$ -Kanten ab. Tetragonal verzerrt erscheint die Kombination H (Wisconsin, Illinois), nach einer Trigyre verkürzt der Kristall L (Kirchen, Rhl.). Die große Tafel ist im wesentlichen ein Kontaktzwilling zweier Kubooktaeder mit $\langle 11\bar{1} \rangle$ als Zwillings­ebene. Die Flächen des kleinen, aus der großen Oktaederfläche herausragenden Teiles ergänzen die rückwärtige Hälfte der Platte zum vollen Kubooktaeder. Ein Penetrationszwilling nach $\langle 111 \rangle$ ist M (Zilla). Die sternartige Fläche ist eine beiden Individuen gemeinsame, zur Zwillings­ebene parallele Oktaederfläche. Am Kristall K erscheint eine Zwillingslamelle nach $\langle 44\bar{1} \rangle$. Die „transversale“ Streifung auf $\langle 100 \rangle$ ist parallel zu $[014]$, die „diagonale“ auf $\langle 001 \rangle$ parallel zu $[\bar{1}10]$. Diese Zwillingsbildung ist im allgemeinen polysynthetisch und kann gleichzeitig nach verschiedenen Flächen von $\langle 441 \rangle$ erfolgen, so daß auf den Würfel­flächen sich durchkreuzende Liniensysteme resultieren.

$\langle 311 \rangle$, $\langle 211 \rangle$, $\langle 322 \rangle$, $\langle 433 \rangle$, $\langle 744 \rangle$, $\langle 722 \rangle$ sind bekannt. An Zahl, nicht aber an Bedeutung, treten die Triakisoktaeder zurück. $\langle 221 \rangle$, $\langle 331 \rangle$ und $\langle 554 \rangle$ sind die wichtigsten. Nur wenige Hexakisoktaeder der Zonen $[210]$ und $[320]$ sind bekannt, und ebenso spärlich entwickeln sich Tetrakis-hexaeder (sie werden als Vizinalen zu $\langle 100 \rangle$ angegeben). Die wichtigsten Wachstumszonen sind somit die $[110]$ -Zonen. Nur etwas untergeordnet treten die Zonen $[100]$, $[210]$, $[320]$ in Erscheinung (Fig. 10).

Die Struktur scheint nach den röntgenometrischen Befunden eine dem Steinsalz sehr ähnliche zu sein. Es spielen somit wachstumsmorphologisch die nach $[100]$ verlaufenden kürzesten Verbindungslinien zwischen Pb und S nur eine untergeordnete Rolle, während den Verbindungsgeraden Pb-Pb, bezw. S-S, d. h. den Richtungen $[110]$, Hauptbedeutung zukommt. Die Wichtigkeit dieser Zonen geht auch aus Ätztuntersuchungen hervor, wobei wieder Würfel und Oktaeder der Ätzung den größten Widerstand entgegensetzen. An der Begrenzung der mit Säuren hervorgerufenen Ätzfiguren beteiligen sich besonders Triakisoktaeder, die zu einem großen Teil zwischen $\langle 221 \rangle$ und $\langle 332 \rangle$ gelegen sind. Galenit zeigt somit, trotz vermutlich gleicher Struktur wie Steinsalz, eine etwas abweichende morphologische Entwicklung, die kurz dahin charakterisiert werden kann, daß die kürzesten Bindungslinien gleichartiger Teilchen für die Zonenentwicklung von mindestens ebenso großer, wenn nicht größerer Bedeutung werden als die Richtungen der kürzesten Abstände ungleichartiger Atome. Zweifellos hängt diese Erscheinung mit dem verschiedenartigen Verhalten von NaCl und PbS in den Lösungen zusammen. Die Steinsalzbildung erfolgt wohl immer aus einfachen Ionen, die Bleiglanzbildung nicht. Wir werden überhaupt sehen, daß bei Sulfiden die Richtungen der Schwefelbindungen morphologisch eine große Rolle spielen. Somit nimmt Bleiglanz eine charakteristische Zwitterstellung zwischen Hexaedertypus und Oktaedertypus (oder strukturell zwischen $[100]$ -Typus und $[110]$ -Typus) ein. Die morphologisch und physikalisch wichtigste Form, der Würfel, rechtfertigt die engere Zuordnung zum ersteren Typ. Im gleichen Sinne zu deuten ist das Hervortreten der Formen $\langle 221 \rangle$, $\langle 211 \rangle$, $\langle 331 \rangle$, $\langle 332 \rangle$, $\langle 554 \rangle$. (Siehe Diskussion der Δ -Schichten Seite 46.) Andererseits sind als (allerdings meist vizinale) Wachstumsformen dem Würfel benachbarte Deltoidikositetraeder und Tetrakis-hexaeder gefunden worden, die bei Steinsalz nur als Lösungsformen bekannt sind. Und ein Blick auf die Dreieckprojektion der Fig. 10, die auch die seltenen und unsicheren Formen enthält, zeigt deutlich, wie wichtig als Ganzes die Zonen $[110]$ sind.

In bezug auf den Habitus (Fig. 9) kann man unterscheiden:

1. Hexaedrischer Typus (Fig. 9, A, B, K), relativ selten mit Triakisoktaedern, jedoch öfters mit $\langle 111 \rangle$, $\langle 211 \rangle$, $\langle 311 \rangle$. Penetrationszwillinge (Fig. 9, M) sind häufig.

2. Kubooktaedrischer Typus (Fig. 9, C, D), Würfel und Oktaeder ungefähr im Gleichgewicht. Dem Würfel und Oktaeder nahestehende Ikositetraeder treten auf. Penetrations- und Kontaktzwillinge.

3. Oktaedrischer bis rhombendodekaedrischer Typus (Fig. 9, E, G, J). Triakisoktaeder und nach der längeren Diagonale gestreifte Rhombendodekaeder sind hier häufiger. Wenn der Würfel hinzutritt, zeigt er infolge Ausbildung flacher Ikositetraeder oft eine parkett-ähnliche Flächenzeichnung. Reine Oktaeder sind meist (wie reine Würfel) drusig. Mannigfache Zwillinge, besonders solche nach $\langle 111 \rangle$.

4. Tetragonaler Typus (Fig. 9, H). Es sind nach einer kristallographischen Achse verlängerte Kristalle.

5. Rhomboedrischer Typus. Die Kristalle sind entweder nach einer Trigyre verlängert oder, was häufiger ist, nach einer Oktaederfläche tafelig. Streifung nach $[110]$ ist dann auf der Oktaederfläche nicht selten. Charakteristisch für diesen Typus ist die Zwillingsbildung nach dem Spinellgesetz (Fig. 9, L); manchmal steht die Verwachsungsebene senkrecht auf der Zwillingssebene.

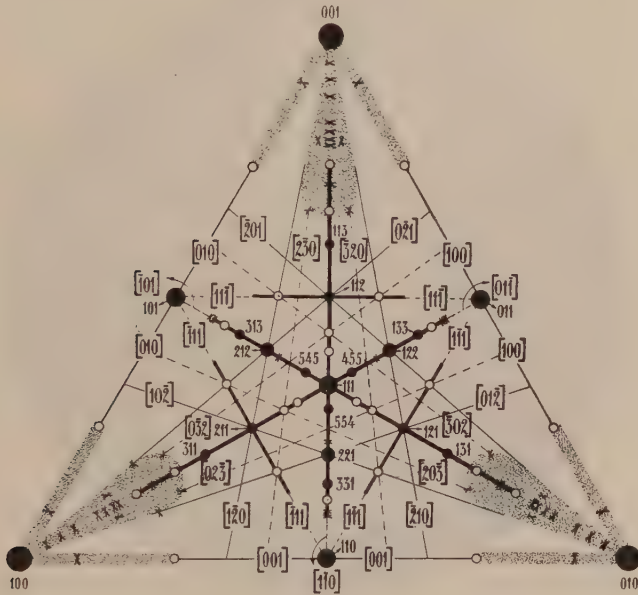


Fig. 10. Dreiecksprojektion der wichtigsten Zonen von Galenit. Von den Formen sind auch seltenere eingezeichnet. Durch die punktierten Felder sind die Gebiete der hauptsächlichsten Vizinalen angedeutet.

Chemische Verhältnisse und Paragenese: Kleine Mengen von Fe, Zn, Sb, Se, Te, Bi können in den Bleiglanzen enthalten sein. Besonders wichtig ist jedoch der Silbergehalt. Es scheint, daß es sich öfters um regelmäßig eingelagerte Ag_2S -Kriställchen handelt (Fig. 11). Möglich ist eine Entmischung früher homogener Mischkristalle. Auch Kriställchen von Silbersulfosalzen (z. B. von Fahlerz, Rotgiltigerz) finden sich im Galenit vor. An den Korngrenzen häufen sich derartige Einschlüsse. Bei gewöhnlicher Temperatur scheint die Mischbarkeit von PbS und Ag_2S verschwindend klein zu sein.

Von Bleiglanz sind regelmäßige Verwachsungen mit Bournonit, Pyromorphit, Chlorblei, Fahlerz, Chalkopyrit, Pyrit, Pyrrhotin und Arsenopyrit bekannt. Mikroskopisch wahrnehmbare, innige Verwachsungen mit

Zinkblende (gestrickt erscheinender Bleiglanz), mit Chalkosin und Chalkopyrit sind recht häufig.

Galenit wandelt sich um in Anglesit, Cerussit, Pyromorphit, Mimetesit, Phosgenit, Linarit und wird etwa verdrängt durch Covellin, Zinkblende und Silbererze. Pseudomorphosen nach Cerussit, Anglesit, Bournonit, Pyromorphit, Chalkosin, Fahlerz sind anderseits gleichfalls bekannt. Bei der Verwitterung werden Silber und Schwefel oft frei, neben ge-

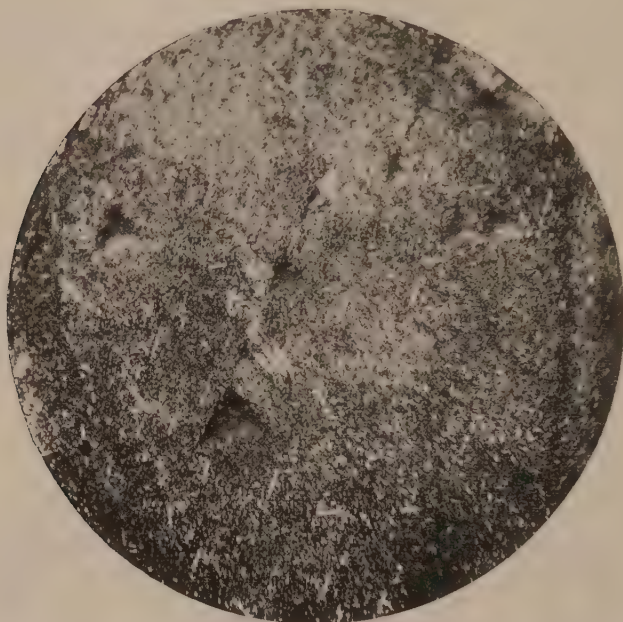


Fig. 11. Mit HNO_3 dunkel geätzter Anschliff von Galenit (Spaltausbrüche!), in dem regelmäßig orientierte, dünne Blättchen von Argentit (weiße Striche) sichtbar werden. Vergr. 300-fach.

diegen Silber und Schwefel trifft man dann Kerargyrit oder Bromyrit. Ist ursprünglich Chalkopyrit vorhanden gewesen, so scheidet sich auf den Spaltflächen von Galenit gerne blauer Covellin aus.

Man findet das wichtige Erz auf pneumatolytischen bis vorwiegend hydrothermalen (apomagmatischen) Erzlagerstätten, wo es in der Regel von Zinkblende, Pyrit, Chalkopyrit, Silbersulfosalzen, Quarz, Calcit, Baryt, Fluorit oder auch von Braunspat, Siderit begleitet wird. Manche Lagerstätten sind von metasomatischem oder imprägnativem Charakter. Auch als Begleiter von genetisch verschiedenartigen Kieslagern tritt Galenit auf.

Silberglanzgruppe R_2X

Kubisch holoadrisch oder rhombisch, oft pseudomorph nach kubisch

Hauptmineral: Argentit, Silberglanz = Ag_2S .

Untergeordnet: Hessit = Ag_2Te , Naumannit = Ag_2Se .

Ferner: $(Ag, Cu)_2S$ = Jalpait; $Ag_2Se \cdot Cu_2Se$ = Eukairit; $Ag_2(S, Se)$ = Aguilarit; Cu_2S = künstlicher, kubischer Kupferglanz, in der Natur nur als Edukt des danach paramorph auftretenden rhombischen Kupferglanzes bekannt.

Argentit (Silberglanz) Ag_2S

Spezielle Kennzeichen: Argentit, das reichste Silbererz, ist ausgesprochen metallisch glänzend, schwärzlich-bleigrau mit ebensolchem, schimmerndem Strich. Härte $2-2\frac{1}{2}$. Spezifisches Gewicht $7,2-7,4$. Argentit ist sehr geschmeidig und läßt sich schneiden und prägen. Die Spaltbarkeit erfolgt ähnlich, wie bei den übrigen Mineralien der Gruppe, nach dem Würfel, ist aber schwierig nachzuweisen. Daneben tritt vielleicht noch in Spuren eine Spaltbarkeit nach dem Rhombendodekaeder auf. Im übrigen ist hakiger Bruch vorhanden. Das Reflexionsvermögen von Anschliffen ist nicht hoch; die Farbe stumpfweiß mit Stich ins Graue.

Zwischen $70-97^\circ C$ ist die spezifische Wärme $c_m = 0,075$; der Schmelzpunkt liegt bei ca. 842° ; die Bildungswärme beträgt rund 3200 cal.; die Löslichkeit in Wasser ist bei $18^\circ = 1,37 \cdot 10^{-5}$ g Substanz in 100 g Lösung.

Spezielle Morphologie: Rein äußerlich betrachtet erscheint das Mineral kubisch. Meist ist es würfelig oder oktaedrisch ausgebildet, gerne auch dendritisch (haarförmig, zahnig) oder baumförmig aggregiert. Manchmal bildet es nur Einschlüsse in Galenit (Fig. 11) oder Überzüge auf anderen Mineralien. Nicht selten ist es krummflächig und verzerrt. Gegenüber Galenit wird ein deutliches Zurücktreten der Triakisoktaeder zugunsten der Tetrakishexaeder als Wachstumsformen erkennbar. Neben Würfel, Oktaeder und Rhombendodekaeder sind bekannt: $\langle 310 \rangle$, $\langle 210 \rangle$, $\langle 320 \rangle$, $\langle 610 \rangle$, ferner $\langle 211 \rangle$, $\langle 311 \rangle$, $\langle 322 \rangle$, $\langle 433 \rangle$, $\langle 744 \rangle$, $\langle 533 \rangle$ und $\langle 221 \rangle$. Der Habitus ist häufig verzerrt tetragonal. Die $[100]$ -Zonen sind somit in dieser Gruppe morphologisch gleichwichtig mit den $[110]$ -Zonen. Die Struktur ist noch nicht näher bekannt. Zwillinge nach $\langle 111 \rangle$ sind vorhanden.

Chemische Verhältnisse und Paragenese: Umwandlungen in gediegen Silber, Silbersulfosalze, sowie Verdrängungen durch andere Erze sind häufig. Andererseits bildet Argentit nach Sulfosalzen und gediegen Silber auch Pseudomorphosen.

Man trifft das Mineral vorwiegend auf hydrothermalen, apomagmatischen Erzgängen mit anderen Silbererzen.

Neuere Untersuchungen haben dargetan, daß wohl auch das kubisch erscheinende Ag_2S bereits eine Paramorphose von rhombischem Ag_2S nach kubischen Kristallen ist. Der Umwandlungspunkt liegt bei 175°C .

Pyritgruppe. A. Pyritgruppe im engeren Sinne. $\text{R}^{\text{II}}\text{X}_2$

Kubisch paramorph

$\text{R}^{\text{II}} = \text{Mn, Fe, Co, Ni, Ru, Pt}$; $\text{X} = \text{S, As, eventuell Sb}$. Hauptmineralien: $\text{FeS}_2 = \text{Pyrit}$ (Schwefelkies, Eisenkies); $\text{CoAs}_2 = \text{Smaltin}$ (Speiskobalt); $\text{NiAs}_2 = \text{Chloanthit}$.

Ferner $\text{MnS}_2 = \text{Hauerit}$; $\text{PtAs}_2 = \text{Sperryolith}$; $\text{RuS}_2 = \text{Laurit}$, sowie Mischkristalle in beschränktem Maße.

Allgemeine Kennzeichen: Alle hierhergehörigen Mineralien sind ausgesprochen metallisch glänzend. Härte 4—8. Meist herrscht muscheliger Bruch vor, jedoch sind die einzelnen Arten, mit Ausnahme von Laurit und Sperryolith, unzweifelhaft spaltbar nach dem Würfel.

Physikalisches und thermochemisches Verhalten: An natürlichen Mineralien wurden nachstehende physikalische Größen bestimmt:

	Pyrit	Smaltin	Hauerit
Linearer Ausdehnungskoeffizient $\times 10^8$ bei 40°C	913	919	1111
Spezifische Wärme zwischen 10 und 100°C	0,1306	0,084 bis 0,092	—

Die Abnahme des Ausdehnungskoeffizienten λ mit der Temperatur geht für Pyrit aus folgenden Daten hervor:

Temperatur- intervall	+ 18,5 bis — 25,2°	— 25,2 bis — 46,2°	— 46,2 bis — 70,5°	— 104,3 bis — 131,9°	— 154,9 bis — 175,2°
$\lambda \cdot 10^8$	843	773	709	516	295

Für Pyrit sind noch einige weitere Daten bekannt. Die magnetische Suszeptibilität pro Masseneinheit ist $+0,67 \cdot 10^{-6}$. Pyrit ist also paramagnetisch. Das elektrische Leitvermögen ist derart, daß zwischen 330° und 400° ein Umwandlungspunkt vorzuliegen scheint (ähnlich wie für Argentit bei 90°). Der Kompressibilitätskoeffizient ist von 0 Atm. bis zu 10000 Atm. $0,71 \cdot 10^{-6}$ Megabar pro cm^2 . Als Elastizitätskonstanten, bezogen auf den Druck von 1 g pro cm^2 , werden angegeben

$$\begin{array}{lll} s_{11} = 2,83 \cdot 10^{-10} & s_{12} = 0,43 \cdot 10^{-10} & s_{44} = 9,30 \cdot 10^{-10} \\ c_{11} = 36,8 \cdot 10^8 & c_{12} = -4,83 \cdot 10^8 & c_{44} = 10,75 \cdot 10^8 \end{array}$$

Der Dissoziationsdruck des Pyrites, d. h. der in mmHg gemessene Druck des abgespaltenen Schwefels wird durch folgende Zahlen charakterisiert:

t	575°	595°	625°	645°	665°	680°
p mmHg	0,75	3,5	36,3	106,5	251	518.

Struktur: Die Strukturen von Pyrit und Hauerit wurden bestimmt. Aus der Isomorphie folgt prinzipiell ähnliche Struktur für die übrigen Mineralien der Gruppe. Zerlegen wir die Verbindung in R und S₂ (beziehungsweise As₂), dann sind die Schwerpunkte der R-Atome und der S₂-Gruppen respektive gleich angeordnet wie Na und Cl im Typus Steinsalz (vergl. „Allgemeine Mineralogie“, Fig. 519 auf Seite 620). Geben wir, auf den Elementarwürfel bezogen, R die Koordinaten $[0\ 0\ 0]$, $[\frac{1}{2}\ \frac{1}{2}\ 0]$, $[0\ \frac{1}{2}\ \frac{1}{2}]$, $[\frac{1}{2}\ 0\ \frac{1}{2}]$, so liegen die Schwerpunkte des S₂-Komplexes in $[\frac{1}{2}\ \frac{1}{2}\ \frac{1}{2}]$, $[0\ 0\ \frac{1}{2}]$, $[\frac{1}{2}\ 0\ 0]$, $[0\ \frac{1}{2}\ 0]$, d. h. im Zentrum und in den Kantenmitten des flächenzentrierten R-Würfelgitters. Die Schwerpunkte der einzelnen S-, bzw. As-Atome liegen auf Triglyren, die in je- weilen nur einer Richtung durch diese Kantenmitten bzw. das Zentrum gehen (vergl. „Allgemeine Mineralogie“, Fig. 189). Die Koordinaten der Einzel-S-Atome lauten: $[\frac{1}{2} - x, \frac{1}{2} - x, \frac{1}{2} - x]$, $[\frac{1}{2} + x, \frac{1}{2} + x, \frac{1}{2} + x]$, $[x, \frac{1}{2} - x, 1 - x]$, $[x, 1 - x, \frac{1}{2} + x]$, $[\frac{1}{2} - x, 1 - x, x]$, $[\frac{1}{2} + x, x, 1 - x]$, $[1 - x, x, \frac{1}{2} - x]$, $[1 - x, \frac{1}{2} + x, x]$.

Für Pyrit und Hauerit wurden im besonderen folgende Größen bestimmt:

	x	spez. Gewicht	a = Kantenlänge des Elementar- würfels	kürzeste Entfernungen:		
				R → R	S → S	S ₂ → R
Pyrit	ca. $\frac{1}{100}$ bis $\frac{1}{8}$	5,027	5,4 A. E.	3,8 A. E.	2,1 A. E.	2,7 A. E.
Hauerit	ca. $\frac{1}{10}$	3,45	6,1 A. E.	4,3 A. E.	2,1 A. E.	3,1 A. E.
				in Richtung [110]	in Richtung [111]	in Richtung [100]

Betrachten wir den S₂-Komplex als Ganzes, so sind die wichtigsten Struktur- linien diejenigen parallel den Würfelkanten, da sie in einfachster Art die Schwerpunkte von S₂ mit R verbinden. Allein die polysulfidische Natur der Verbindungen läßt ver- muten, daß auch den einfacheren Verbindungslinien zwischen den S-Atomen Bedeutung zukommt. Nur in je einer Richtung [111] steht ein jedes S einem anderen nahe, in- dessen sind in 6 Richtungen [uv0] 6 andere nächst benachbart. Diese Richtungen sind irrational, nähern sich aber bei Pyrit und Hauerit den rationalen Richtungen [120], beziehungsweise [350]. Auch relativ kurze Verbindungslinien R → S sind irra- tionale [uvw]-Richtungen, benachbart [311] bzw. [411].

Allgemeine Morphologie: Die Mineralien der Pyritgruppe sind typisch paramorph, im Habitus würfelig, oktaedrisch oder pentagon- dodekaedrisch (bis dyakisdodekaedrisch). Allen gemeinsam sind die Hauptwachstumsformen: $\langle 100 \rangle$, $\langle 111 \rangle$, $\langle 210 \rangle$, $\langle 321 \rangle$; dazu kommen häufig verschiedene $\langle hk0 \rangle$, dann $\langle 211 \rangle$, $\langle 421 \rangle$, $\langle 221 \rangle$, nur untergeordnet $\langle 110 \rangle$.

Streifung nach den [100]-Zonen ist besonders für Pyrit charakte- ristisch.

Die chemischen Verhältnisse lassen auf nur beschränkten Ersatz von S durch As und Sb (und umgekehrt) schließen. Damit steht die Bildung von Verbindungen RSAs, RSSb (siehe Cobaltingruppe) im Zusammenhang. Co, Ni und Fe treten in weitem Umfang vika- rierend auf.

FeS_2 findet sich in der Natur außer als Pyrit auch als Markasit¹⁾ (rhombisch). An die beiden Modifikationen schließt sich eine isodimorphe Reihenentwicklung an. Über diese, sowie die Stabilität von Pyrit und Markasit, siehe die Seiten 527 und 596 der „Allgemeinen Mineralogie“.

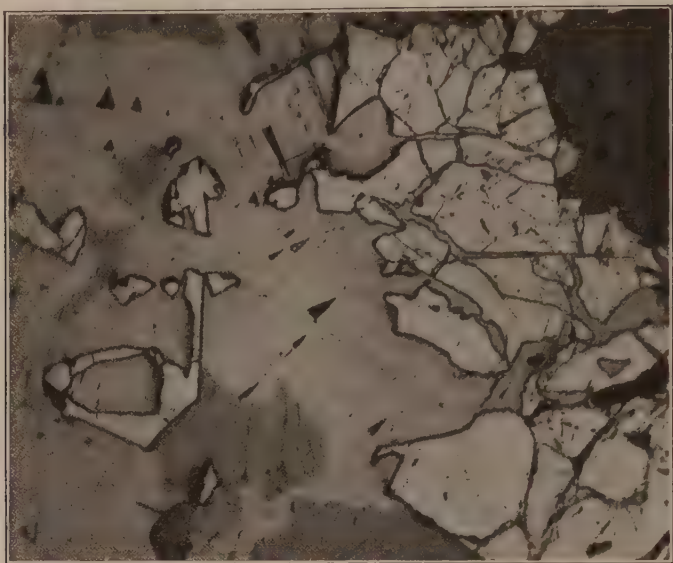


Fig. 12. Ungeätzter Erzanschliff. 26-fache Vergrößerung. Von der Grundmasse, die sich wegen der dreieckigen Spaltausbrüche sofort als Galenit erweist, heben sich hellweiße Körner von Pyrit und graue Flecke von Enargit ab. Der dunkel erscheinende Bestandteil ist Quarz. Die härteren Pyritkörner ragen etwas über den weicheren Galenit heraus und bedingen dadurch ein deutliches Relief. Auch lassen sie noch einige Schleifkratzer erkennen. Das Auftreten der dunklen Schatten um die hervorstehenden Teile des Anschliffes verschwindet mit der Vergrößerung mehr und mehr. Dafür läßt sich an der Grenze verschieden harter Erzkörner eine Lichtlinie erkennen, die beim Heben des Tubus vom härteren Mineral ins weichere wandert (vergl. Beckesche Linie, „Allgemeine Mineralogie“, Seite 567).

Pyrit (Schwefelkies, Eisenkies) FeS_2 . Kubisch paramorph

Spezielle Kennzeichen: Pyrit ist metallglänzend, undurchsichtig, fahlgelb mit grauem Farbenton (= speisgelb). Jedoch ist das Mineral häufig oberflächlich braun oder dunkelrot verfärbt durch Hämatit- und Limonitbildung. Hie und da ist es auch bunt oder goldgelb angelaufen. Der Strich ist schwarz oder bräunlich schwarz.

Pyrit besitzt in Anschliffen (Fig. 12) hohes Reflexionsvermögen mit fahlweißlichgelben bis speisgelben Farbentönen.

¹⁾ Pyrit läßt sich von Markasit leicht unterscheiden, wenn man beide in eine siedende, 3% Lösung von Silbernitrat taucht. Dabei wird der Markasit an der Oberfläche erst tabakbraun, dann rot und zuletzt blau; während sich Pyrit nur schwachbraun färbt.

Härte = $6-6\frac{1}{2}$. Spezifisches Gewicht = 4,95—5,1.

Der Bruch ist muschelig, die Spaltbarkeit nach dem Würfel ist undeutlich; gleiches gilt für eine Spaltbarkeit oder Absonderung nach dem Oktaeder.

Spezielle Morphologie: Pyrit tritt sehr häufig in gut ausgebildeten Kristallindividuen auf. Daneben finden sich kugelige, nierige oder derbe Aggregate.

Der Habitus der Kristalle ist vorwiegend würfelig, oktaedrisch oder pentagondodekaedrisch, seltener rhombendodekaedrisch oder dyakisdodekaedrisch. An Pyrit sind Symbole von weit über 150 verschiedenen Formen berechnet worden. Dabei überwiegen, ganz im Gegensatz etwa zu Fahlerz, weitaus Formen $\langle hkl \rangle$ und $\langle hk0 \rangle$. Triakisoktaeder und Deltoidikositetraeder treten zurück, doch herrschen unter ihnen die letzteren noch vor. Nach der üblichen Aufstellung sind die positiven Pentagondodekaeder und Dyakisdodekaeder viel reichlicher vertreten als die negativen, mit Sicherheit lassen sich jedoch beiderlei Formen nicht auseinanderhalten. Immerhin steht fest, daß die Einzelindividuen deutlich verschiedene Entwicklungstendenzen für positive und negative Wachstumsräume aufweisen. Die wichtigsten Wachstumsformen sind der Reihe nach:

- I. Hauptformen: $\langle 100 \rangle$, $\langle 111 \rangle$, $\langle 210 \rangle$, $\langle 321 \rangle$.
- II. Charakteristische Nebenhauptformen: $\langle 211 \rangle$, $\langle 221 \rangle$, $\langle 421 \rangle$, $\langle 110 \rangle$.
- III. Wichtige und häufige Nebenformen: $\langle 532 \rangle$, $\langle 311 \rangle$, $\langle 320 \rangle$, $\langle 430 \rangle$, $\langle 540 \rangle$, $\langle 650 \rangle$, $\langle 410 \rangle$, $\langle 430 \rangle$, $\langle 450 \rangle$, $\langle 120 \rangle$, $\langle 331 \rangle$, $\langle 531 \rangle$.

Von den genannten Formen treten die Hauptformen etwa für sich auf, wichtigere einfache Kombinationen sind:

$\langle 100 \rangle \langle 210 \rangle \langle 111 \rangle \langle 321 \rangle$; $\langle 100 \rangle \langle 111 \rangle$; $\langle 100 \rangle \langle 111 \rangle \langle 210 \rangle$; $\langle 100 \rangle \langle 210 \rangle$;
 $\langle 100 \rangle \langle 111 \rangle \langle 321 \rangle$; $\langle 100 \rangle \langle 210 \rangle \langle 321 \rangle$; $\langle 111 \rangle \langle 120 \rangle \langle 421 \rangle \langle 211 \rangle$;
 $\langle 100 \rangle \langle 111 \rangle \langle 110 \rangle \langle 210 \rangle$; $\langle 210 \rangle \langle 421 \rangle \pm \langle 100 \rangle$ und $\langle 111 \rangle$; $\langle 101 \rangle \langle 210 \rangle \langle 211 \rangle$

usw.

Schon aus dieser Aufzählung weniger hervortretender Formen ergibt sich die zonale Charakteristik von Pyrit. Von den aufgeschriebenen 20 Formen gehören an (vergl. Fig. 13)

elf den Zonen $[100]$, sechs den Zonen $[120]$, ebenfalls nur sechs den Zonen $[110]$
 und vier den Zonen $[111]$.

Von den positiven Pentagondodekaedern sind besonders reichlich vertreten diejenigen zwischen $\langle 210 \rangle$ und $\langle 110 \rangle$. Aus $\langle 210 \rangle$ leiten sich durch sukzessive Addition von $\langle 110 \rangle$ die häufigen Formen $\langle 320 \rangle$, $\langle 430 \rangle$, $\langle 540 \rangle$, $\langle 650 \rangle$ ab. Vervollständigt man das Bild der Entwicklung, indem man in eine Projektion etwa die Formen einträgt, welche bereits in *Hintzes Handbuch der Mineralogie* angegeben sind¹⁾, so ergibt sich mit großer Schärfe folgendes: $[100]$ und $[120]$ in kubisch paramorpher Wiederholung

¹⁾ Die Figur 13 enthält nur wichtigere Formen.

sind Hauptentwicklungszonen. Wichtige Zonenstücke spannen von $\langle 210 \rangle$ bis $\langle 120 \rangle$ und von $\langle 210 \rangle$ bis $\langle 100 \rangle$, ferner von $\langle 210 \rangle$ bis $\langle 217 \rangle$. Nebenentwicklungszonen sind $[110]$, $[111]$, $[230]$, $[130]$, eventuell $[132]$, $[221]$, $[112]$ usw., meist in nur partieller Ausbildung. Die wichtigsten Formen liegen in den Schnittpunkten der Haupt- und Nebenzone.

Da einzelne Zonenstücke mit Wachstumsformen dicht besetzt sind, gehören Kombinationsstreifungen zu den häufigen Erscheinungen. Streifung nach $[001]$ auf $\langle 100 \rangle$, nach $[100]$ auf $\langle 010 \rangle$, und nach $[010]$ auf $\langle 001 \rangle$ entsteht durch Oszillieren der

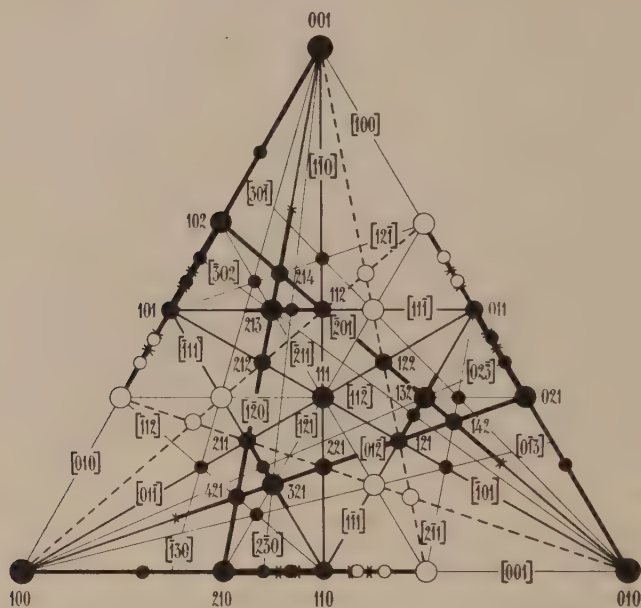


Fig. 13. Dreiecksprojektion der wichtigsten Zonen und Flächen von Pyrit. Die Flächen der positiven Pentagondodekaeder $\langle 210 \rangle$, $\langle 320 \rangle$, $\langle 540 \rangle$ und der positiven Dyakisdodekaeder $\langle 321 \rangle$, $\langle 421 \rangle$ sind durch ausgefüllte Kreise, die entsprechenden negativen Formen aber bloß durch leere Kreise dargestellt. $\langle 531 \rangle$ und $\langle 532 \rangle$ sind nur als positive Formen eingezeichnet (aber nicht angeschrieben). Auch einige Zonen sind in einer der Hemiedrie angepaßten Verteilung hervorgehoben (z. B. $[130]$ und $[230]$).

Würfel- und Pentagondodekaederflächen (Fig. 14, A, E). Bauchige Gestalten sind dann nicht selten. Auch $\langle 210 \rangle$ weist häufig diese Streifung auf, jedoch ist dieses Pentagondodekaeder andererseits nicht selten nach Richtungen der Zonen $[120]$ gestreift. Gerieft bis gestreift sind hie und da die Oktaederflächen und zwar parallel den Kombinationskanten mit $\langle 210 \rangle$, also parallel $[\bar{1}2\bar{1}]$ (Fig. 14, K).

Ätzmitteln gegenüber verhält sich Pyrit folgendermaßen: Säuren erzeugen besonders Ätzfiguren, die von Flächen der Zonen $[001]$, im speziellen der Zonenstücke $\langle 210 \rangle / \langle 100 \rangle$ begrenzt sind. Außerdem liegen sekundäre Ätzflächen in den einfachsten, von $\langle 210 \rangle$ ausstrahlenden Zonen, wie $[120]$, $[1\bar{2}1]$. Wird mit Alkalien geätzt, so sind die Oktaederflächen primäre Ätzflächen, ferner $\langle 210 \rangle$. Die Begrenzungsflächen der Ätzfiguren liegen im übrigen etwas zerstreut und nur angenähert in den einfachsten,

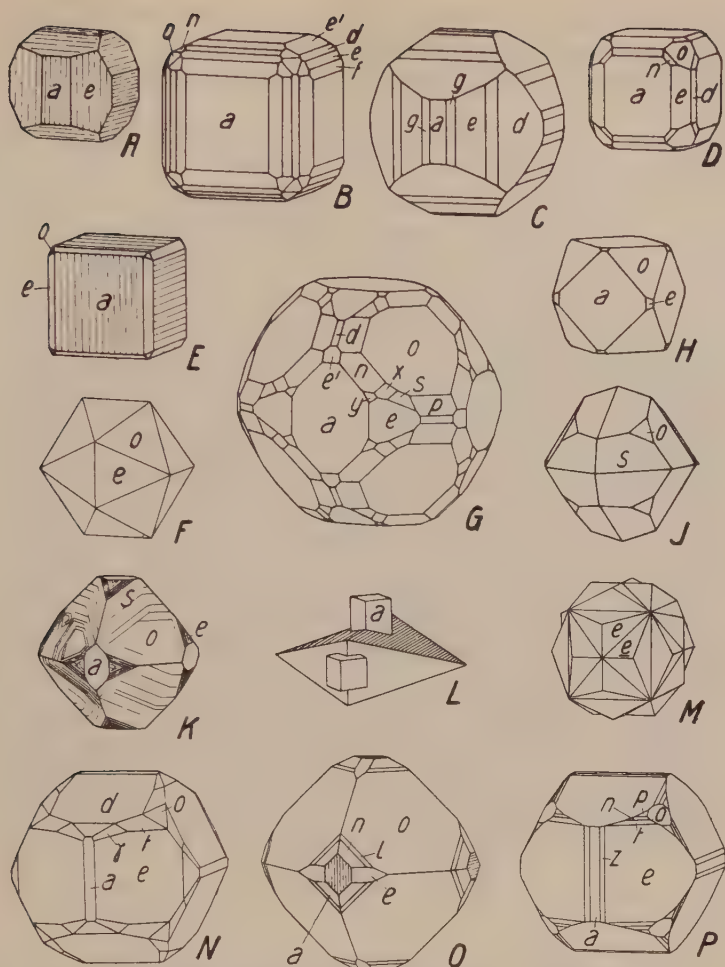


Fig. 14. Habitusbilder von Pyrit. $a\langle 100\rangle$, $d\langle 110\rangle$, $o\langle 111\rangle$, $f\langle 310\rangle$, $z\langle 11\cdot4\cdot0\rangle$, $e\langle 210\rangle$, $g\langle 320\rangle$, $e'\langle 120\rangle$, $n\langle 211\rangle$, $l\langle 533\rangle$, $p\langle 221\rangle$, $s\langle 321\rangle$, $t\langle 421\rangle$, $y\langle 521\rangle$, $x\langle 532\rangle$, $\gamma\langle 11\cdot5\cdot2\rangle$. Die Figuren A (Ivigtut, auch sonst sehr häufig), B, C (Valgioie), D, E, F (Traversella), N (Perthshire) und P zeigen die Wichtigkeit der Zonen $[100]$. Die für Pyrit charakteristischen Zonen $[120]$ treten bei D, G (Kis Almas, Ung.), N, O (Almásel, Ung.), P hervor. $[110]$ ist bei G, H, K (Kings Bridge, N. Y.) und O zu sehen, während $[111]$ an keiner der 15 Figuren typisch entwickelt ist. Die flächenreiche Kombination der Fig. G vereinigt mit Ausnahme von t alle Hauptformen und charakteristischen Nebenhauptformen und überdies drei wichtige Nebenformen (x , y und e'). J (Traversella) ist ein nicht gerade häufiges Beispiel für das Dominieren einer Form allgemeinsten Flächenlage. F zeigt das sog. Ikosaeder (o gleichseitige, e gleichschenkelige Dreiecke). Die Streifung von A, E und K ist für die Paramorphie charakteristisch. M (Vlotho, Westf.) stellt einen Zwilling des „eisernen Kreuzes“ dar. In der gesetzmäßigen Verwachsung von Pyrit mit Arsenopyrit (L, Freiberg) ist eine Würfel- fläche des Pyrits der Basis von Arsenopyrit parallel, während die zu ihr senkrechten, aber nicht ausgebildeten Rhombendodekaederflächen nach dem vorderen, bezw. seitlichen Pinakoid orientiert sind.

von $\langle 210 \rangle$ ausgehenden Zonen. Im Gegensatz zu Zinkblende und Magnetit strahlen von $\langle 111 \rangle$ keine Ätzzonen aus. Durch Säureätzung werden die $\langle 100 \rangle$ - und $\langle 210 \rangle$ -Flächen am langsamsten abgetragen, bedeutend schneller Oktaeder, $\langle 120 \rangle$ und Rhombendodekaeder.

Überblicken wir diese morphologischen Erscheinungen, so zeigt sich deutlich, daß die Zonen $[100]$ Hauptzonen sind, daß aber (siehe Seite 59) die paramorph verteilten Schwefelbindungen eine Rolle spielen, indem sie den Zonen $[120]$, denen sie fast parallel sind, eine erhöhte Bedeutung verleihen. Diese Zonen entsprechen den viertkürzesten Verbindungen von R- und S_2 -Schwerpunkten; vor ihnen würden (nach $[100]$) die Richtungen $[110]$ und $[111]$ rangieren, die aber infolge der Lage der Schwefelatome eher etwas zurücktreten.

Das Hauptzwillingsgesetz für Pyrit lautet: Zwillingsenebe $= (110)$. Besonders häufig sind Penetrationszwillinge (eisernes Kreuz, Fig. 14, M). Seltener sind Zwillinge nach dem Spinellgesetz.

In regelmäßiger Verwachsung findet sich Pyrit mit Galenit, Fahlerz, Markasit, Pyrrhotin, Chalkopyrit und Arsenopyrit (Fig. 14, L).

Vorkommen und Entstehung: Pyrit bildet Pseudomorphosen nach Pyrrhotin, Chalkopyrit, Arsenopyrit, Zinkblende, Argentit, Silbersulfosalzen, Fahlerz usw. Er verdrängt oder überkleidet auch etwa Baryt, Fluorit, Calcit und Epidot. In der Verwitterungszone ist er häufig in Limonit, Goethit, Hämatit, auch in Markasit, beziehungsweise Eisenvitriol (letzteres unter Abgabe freier H_2SO_4) umgewandelt.

Pyrit, der sich unter fast allen Bedingungen bilden kann, ist ein Durchläufer unter den Mineralien. Nur in der Zone saurer, wässriger Lösungen wird er durch Markasit ersetzt (siehe Seite 527 der „Allgemeinen Mineralogie“). Wichtig ist Pyrit durch Führung kleiner Gold- und Kupfermengen.

Bravoit enthält bis 20% Ni, Kobaltnickelpyrit bis 20% Co + Ni; doch bedarf es noch näherer Nachprüfung, ob diese Mineralien nicht mikroskopische Gemenge sind.

Smaltin (Speiskobalt) $CoAs_2$ und Chloanthit $NiAs_2$

Kubisch paramorph

Smaltin und Chloanthit gehen durch Mischkristallbildung ineinander über. Eine Zonarstruktur offenbart sich in Anschliffen (Fig. 15). Andererseits treten Verwachsungen beider Mineralien auf. Geringe Mengen $FeAs_2$, auch etwas S sind öfters beigemischt.

Spezielle Kennzeichen: Smaltin und Chloanthit sind metallisch glänzend, zinnweiß mit Stich ins Stahlgraue, zuweilen auch grau und bunt angelaufen. Bei Smaltin ist der Strich hellbraun, ohne Stich ins Violette, bei Chloanthit dagegen grauschwarz, ähnlich Graphit. Reflexionsfarbe

in Anschliffen hellweiß. Je nach Co- oder Ni-Gehalt entstehen in der Oxydationszone der pfirsichblütenrote Erythrin oder der apfelgrüne Annabergit. Härte $5-5\frac{1}{2}$. Spezifisches Gewicht 6,3—7,3. Der Bruch ist uneben; undeutliche Spaltbarkeiten werden nach $\langle 100 \rangle$, $\langle 111 \rangle$ und $\langle 110 \rangle$ angegeben. Zwischen 20° und 100° ist die spezifische Wärme von Smaltin = 0,09.

Spezielle Morphologie: Häufig bilden diese Erze derbe Massen, auch gestrickte, traubige, nieriige Aggregate. Der Habitus der Kristalle



Fig. 15. Polierter, mit konzentrierter Salpetersäure geätzter Anschliff eines Smaltinkristalls mit Zonarstruktur. Die Zonen, welche wegen ihrer ungleichen Löslichkeit deutlich hervortreten, sind z. T. den kristallographischen Begrenzungsflächen parallel orientiert.

26fache Vergrößerung.

ist vorwiegend würfelig (\pm Oktaeder, Rhombendodekaeder oder $\langle 211 \rangle$). Die Pentagondodekaeder treten etwas zurück, doch sind bauchige, würfelförmige Gestalten häufig. Bei Zwillingsbildung nach dem Spinellgesetz entstehen auch stengelige, hexagonal aussehende Kristalle. Beim Ätzen zeigt sich öfters eine innere Bänderung. Bei Chloanthit lassen sich orientierte Einlagerungen so deuten, daß eine Umwandlung in die rhombische Modifikation angenommen werden muß.

Vorkommen und Entstehung: In charakteristischer Weise sind Smaltin und Chloanthit mit Pyrit, Galenit, Nickelin, Wismut, Silbererzen, auch etwa mit Kupfererzen und mit Quarz, Baryt, Siderit auf meist hydrothermalen, apomagmatischen Erzlagerstätten vergesellschaftet. Mikroskopische Untersuchungen zeigen ferner häufige Verwachsungen

von Smalтин und Chloanthit mit Skutterudit (= Tesseralkies) von der ungefähren Zusammensetzung CoAs_3 . Safflorit (rhombisches CoAs_2) und Kobaltkies (Co_3S_4) sind makroskopisch nicht selten mit Smalтин verwechselt worden.

Dieses letztere Mineral kristallisiert kubisch paramorph und weist bei einer Härte von 6 und einem spezifischen Gewicht von 6,7 bis 6,9 in Anschliffen bläulichweiße Reflexionsfarben auf. Makroskopisch ist es metallischglänzend zinnweiß bis hellbleigrau mit schwarzem Strich.

Im Sperryolith sind oft kleine Kupferkieskriställchen eingebettet.

Pyritgruppe. B. Cobaltingruppe R^{II} (SX)

Kubisch tetartoedrisch

$\text{R}^{\text{II}} = \text{Co, Ni, eventuell Fe; X} = \text{As, Sb, Bi.}$

Hauptmineralien: Vorwiegend $\text{CoSAs} = \text{Cobaltin (Kobaltglanz, Glanzkobalt)}$, $\text{NiSAs} = \text{Gersdorffit}$, $\text{NiSSb} = \text{Ullmannit}$. SbS mit Co und Ni ist im Willyamit enthalten.

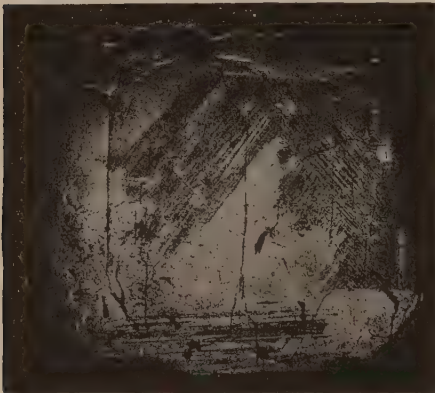


Fig. 16. Cobaltin von Tunaberg. Polierter und dann mit schwefelsaurer Permanganatlösung geätzter Anschliff parallel einer Würfelfläche. Durch die Ätzung werden verschiedene Lamellensysteme sichtbar. In den äußeren Partien laufen diese den $\langle 100 \rangle$ -, eventl. auch $\langle 210 \rangle$ -Flächen parallel. Im Inneren sind sie wohl nach $\langle 320 \rangle$ und $\langle 111 \rangle$ orientiert. Fünffache Vergrößerung.

Die allgemeinen Kennzeichen entsprechen durchaus denen der Pyritgruppe. Die Cobaltingruppe bildet mit jener eine umfassendere Gesamtgruppe. Die Unterschiede in der Symmetrie sind durch den Ersatz der Hälfte der S-Atome durch As- oder Sb-Atome gegeben. Die Symmetriezentren der Pyritstruktur liegen in den Schwerpunkten des S_2 -Komplexes. Wird dieser durch die nicht zentrosymmetrischen Komplexe S-As oder S-Sb ersetzt, so gehen die Symmetriezentren für die Struktur verloren; kubisch tetartoedrische Symmetrie resultiert. Die tetartoedrische Ausbildung (z. B. Tetraeder statt Oktaeder) ist jedoch nur eine schwache, an vielen Kristallen läßt sie sich äußerlich nicht erkennen. Indessen treten in dieser Gruppe die $[120]$ -

Zonen etwas zurück, Würfel und Oktaeder (bzw. \pm Tetraeder) sind Hauptformen. Streifungen auf dem Würfel, nach $[110]$, wurden bei Ullmannit und Cobaltin konstatiert. Zwillinge sind eher häufiger nach (111) als nach (110) .

Auf die Tetartoedrie weisen Zwillingbildungen nach (100), z. B. bei Ullmannit hin. Die speziellen Kennzeichen der drei Hauptminerale, die alle metallischglänzend sind, gehen aus folgender Zusammenstellung hervor.

	Cobaltin (Glanz kobalt) Co AsS	Gersdorffit Ni AsS	Ullmannit Ni SbS
Farbe	Rötlich silberweiß oder stahlgrau mit Stich ins Violette. Erythrin bildend	Silberweiß bis stahlgrau. Grau bis grauschwarz anlaufend. Annabergit bildend	Blei- bis stahlgrau mit Stich ins Zinn- bis Silberweiße. Grau oder bunt anlaufend
Strich	Grauschwarz	Grauschwarz	Grauschwarz
Härte	5—6	5—5 $\frac{1}{2}$	5
Spez. Gewicht	6—6,4	5,6—6,2	6,7—6,8
Linearer Ausdehnungskoeffizient bei 40° C	0,919 · 10 ⁻⁵	—	1,112 · 10 ⁻⁵
Spez. Wärme zwischen 15° und 100°	0,10	—	—
Bruch	Uneben	Uneben	Uneben
Spaltbarkeit	Ziemlich deutlich nach dem Würfel	Ziemlich deutlich nach Würfel spaltbar	Gute Spaltbarkeit nach Würfel
Habitus	Oft oktaedrisch, auch würfelig und pentagondodekaedrisch nach <210>. Häufige Kombination <111> • <210> (im Gleichgewicht Ikosaeder genannt). Daneben körnige bis blättrige und dichte Aggregate	Meist oktaedrisch oder kubooktaedrisch Blättrige bis körnige Aggregate	Meist würfelig, oft tetartoedrische Ausbildung Derb und körnig
Hauptbegleiter	Mit Chalkopyrit, Pyrit, Magnetit auf Kieslagern u. Erzgängen	Mit Nickel in und Ullmannit auf Erzgängen	Mit Zinkblende, Chalkopyrit auf Erzgängen. Auch mit Baryt

Viele Cobaltinkristalle stellen vielleicht nur Paramorphosen eines rhombischen Minerals der Markasit-Arsenkiesreihe nach der kubischen Modifikation dar. Unter dem Mikroskop erkennt man oft Aggregatbildung anisotroper Lamellen (Fig. 16). Cobaltin ist chemischen Reagen-

zien gegenüber sehr widerstandsfähig. Die Reflexionsfarbe der Anschliffe ist weiß mit schwach rötlichem bis bräunlichem Ton. Innige Verwachsungen mit Gersdorffit sind nicht selten. Gersdorffit ist selbst häufig aus zahlreichen, mikroskopisch sichtbaren Lamellen aufgebaut.

Periklasgruppe RO . Kubisch holodrisch

Bereits in der Steinsalzgruppe hatten wir wahrgenommen, daß unter gewissen Umständen bei sonst hexaedrischem Typus das Oktaeder dem Würfel den Rang als wichtigste Wachstumsform streitig machen kann. Sowohl bei Bleiglanz als bei Pyrit war das Oktaeder eine häufige Wachstumsform. Offenbar finden wir das Oktaeder besonders dann statt des Würfels, wenn bei Steinsalzstruktur während der Kristallbildung die heteropolaren Bindungen parallel $[100]$ weniger zur Geltung kommen. Handelt es sich um die Bildung von Oxyden RO , so ist kaum daran zu denken, daß R^{++} und O^{--} für sich zum Kristallgebäude zusammentreten. In der Tat ist für eine Gruppe von Oxyden, deren Struktur derjenigen von NaCl analog ist, nicht der Würfel Hauptwachstumsform, sondern das Oktaeder. Unter den Mineralien gehören zu dieser Gruppe:

MgO Periklas, MnO Manganosit, NiO Bunsenit

Neben dem Oktaeder ist bei allen dreien der Würfel als Entwicklungsform bekannt, sonst ist nur mit Sicherheit bei zweien das Rhombendodekaeder nachgewiesen. Trotz der vorzugsweise oktaedrischen Ausbildung müssen wir auf Grund des physikalischen Verhaltens die Mineralien dieser Gruppe zum Hexaedertypus rechnen. $\langle 100 \rangle$ ist ausgezeichnete Spaltform. Und bei Periklas findet man genau wie bei Steinsalz Translationen nach (110) in Richtung $[1\bar{1}0]$. Selbst die Schlagfiguren auf $\langle 100 \rangle$ entsprechen denen von NaCl . Wir sehen daraus, daß die äußerlich morphologische Entwicklung zweckmäßigerweise nur in Verbindung mit dem physikalisch-morphologischen Verhalten zur Typenbestimmung herangezogen wird. Die Struktur steht in eindeutiger Beziehung zum physikalischen Verhalten, während die äußere Morphologie immer noch eine Funktion des Zustandes der Lösungen oder Dämpfe ist, aus denen die Kristalle sich abscheiden. Über die speziellen Eigenschaften der drei genannten, relativ seltenen Mineralien gibt nachstehende Übersicht genügend Auskunft.

	Periklas Mg O	Manganosit Mn O	Bunsenit Ni O
Glanz, Farbe	Glasglänzend. Weiß, grau auch grünlich, gelblich—braungelb	Glasglänzend, smaragdgrün. An Luft sich schwärzend	Glasglänzend, dunkelgrün, Strich jedoch braunschwarz
Härte	$5\frac{1}{2}$ —6	5—6	$5\frac{1}{2}$ —6
Spez. Gewicht	3,64	5,18	6,4 bis 6,8
n_D	1,736 oft niedriger	2,16	2,2 starke Dispersion 2,18 rot bis 2,39 blau
Linearer Ausdehnungs- koeffizient	$0,104 \cdot 10^{-4}$	—	—
Spez. Wärme zwischen 15° und 100°	0,2439	—	0,16
Bildungswärme $R + \frac{1}{2}O_2 \rightarrow RO +$ g cal	143900	90800	52000
Kantenlänge des Elementar- würfels	4,22 A. E.	4,40 A. E.	4,2 A. E.
Spaltbarkeit	nach {100} vollkommen nach {111} deutlich	nach {100}	nach {100}
Habitus	Oktaedrisch, seltener würfelig; oft Körner mit „geflossener“ Oberfläche	Oktaedrisch, seltener würfelig. Spätige Aggregate	Oktaedrisch, künstlich auch kubooktaedrisch und würfelig
Chemische Verhältnisse	oft etwas Fe-haltig	oft etwas Mg-, Fe-, Ca-haltig	—
Vorkommen	in kontaktmetamorphen Dolomiten. Oft in Brucit und Hydromagnesit umgewandelt	in Mn-haltigen Dolomiten mit anderen Manganoxiden	selten auf hydrothermalen Co-Ni-Erzgängen

Tenorit (Schwarzkupfererz) CuO . Triklin holodrisch

Spezielle Kennzeichen: Metallischglänzend oder erdig. Dunkelstahlgrau bis schwarz, nur in dünnen Blättchen gelblichbraun durchscheinend. Der Strich ist dunkel, beim Zerreiben grünlich. Härte 3—4. Spezifisches Gewicht 5,8—6,3. Die Blättchen sind elastisch biegsam. Optisch zweiachsig und pleochroitisch. Mittlere Lichtbrechung 2,8. Starke Dispersion.

Als spezifische Wärmen werden angegeben:

t^0	— 190,8 bis — 80,3	— 76,3 bis 0	+ 2,1 bis + 41,6	+ 12 bis + 98
c	0,070	0,115	0,131	0,14

Spezielle Morphologie, Struktur und Vorkommen: Die Kristalle sind meistens pseudomonoklin ausgebildet und hypohexagonal, tafelig. Andererseits sind von der Abart Melaconit pseudokubische Kristalle bekannt. Die einfachste Aufstellung ist folgende:

$$a : b : c = 0,8006 : 1 : 1 \quad \alpha = 85^\circ 21' \quad \beta = 86^\circ 25' \quad \gamma = 93^\circ 35' \text{ (Niggli).}$$

Aus ihr geht die pseudokubische Ausbildung deutlich hervor. In dieser Aufstellung sind die Kristalle meist dünntafelig, pseudohexagonal nach $\langle 1\bar{1}1 \rangle$. Spaltbarkeit nach $\langle 001 \rangle$ und $\langle 010 \rangle$, vielleicht auch $\langle 1\bar{1}1 \rangle$ und $\langle 100 \rangle$.

Tenorit bildet Zwillinge nach $(1\bar{1}1)$ und $(\bar{1}13)$. Alle genannten Flächen und Formen sind auch wichtigste Wachstumsgebilde.

Morphologisch ist (011) typische Pseudosymmetrieebene, so daß CuO auch pseudomonoklin aufgestellt wurde mit $(011) = (010)$ und $a : b : c = 1,4902 : 1 : 1,3604$, $\alpha = \gamma = 90^\circ$, $\beta = 99^\circ 32'$ (Maskelyne).

Auf die pseudokubische Aufstellung bezogen scheint die Struktur dem deformierten Steinsalztypus zu entsprechen. Ein Parallelepipet mit $a = 3,74 \text{ A. E.}$ $b = 4,67 \text{ A. E.}$ $c = 4,67 \text{ A. E.}$ $\alpha = 85^\circ 21'$ $\beta = 86^\circ 25'$ $\gamma = 93^\circ 35'$ besitzt in den Eckpunkten und Flächenzentren die Cu-Schwerpunkte, in den Kantennitten und im Innenzentrum O-Schwerpunkte (vgl. „Allgemeine Mineralogie“, Fig. 141).

CuO in Blättchen nach $\langle 1\bar{1}1 \rangle$ oder in derben Massen tritt als vulkanisches Sublimationsprodukt oder als Verwitterungsprodukt von Kupfererzen auf. Im letzteren Fall sind Cuprit, Chrysokoll, Malachit, Chalkopyrit, Bornit, gediegen Kupfer, Limonit usw. Begleitminerale.

Ebenfalls nur pseudokubisch, jedoch mit deutlich hexaedrischem Typus kristallisiert

Kryolith $[\text{AlF}_6]\text{Na}_3$. Monoklin holodrisch (pseudokubisch)

Spezielle Kennzeichen: Kryolith, ein an sich nicht sehr verbreitetes Mineral, bildet meistens schneeweiße Aggregate mit etwas fettartigem Glasglanz und mit muscheligem Bruch. Rote, braune bis schwarze Pigmentierung ist seltener. Einzelkristalle sind öfters farblos, wasserhell. Härte 2—3. Spezifisches Gewicht 2,95—3,0.

Physikalische Konstanten: Schwache positive Doppelbrechung. Optische Achsenebene \perp zu (010). $n_\alpha = b$; $n_\gamma/c = -44^\circ$, wenn durch das „—“-Zeichen die Lage im spitzen Winkel β angedeutet wird. $n_\beta = 1,364$. $\rho < v$. Spezifische Wärme zwischen 16° und $100^\circ = 0,25$.

Spezielle Morphologie: Monoklin holoeidrisch mit $0,9662 : 1 : 1,3882$ $\beta = 90^\circ 11'$ (Krenner). Die Hauptformen, nämlich das Prisma $\langle 110 \rangle$ und die Basis $\langle 001 \rangle$, bilden einen sehr wenig deformierten Würfel ($\angle (110) : (\bar{1}\bar{1}0) = 88^\circ 02'$; $\angle (110) : (001) = 89^\circ 52'$). Die erhalten gebliebene Symmetrieebene (010) ist also eine der kubischen Nebensymmetrieebenen. Wir wollen daher die Formen nicht nur in der dem obigen Achsenverhältnis entsprechenden, monoklinen Auffassung symbolisieren, sondern auch pseudokubisch, indem wir bei gleichbleibender c-Achse (110) zu (100) und $(\bar{1}\bar{1}0)$ zu (010), allgemein (hkl) zu $h^*k^*l^*$ machen.

Die Transformationsformeln (siehe „Allgemeine Mineralogie“, Seite 115) lauten
 $h^* = h + k$; $k^* = \bar{h} + k$; $l^* = l$.

Es sind bekannt:

Monokl. Aufstellung	pseudokubisch	Monokl. Aufstellung	pseudokubisch
c $\langle 001 \rangle$	die 6 Flächen des $\langle 100 \rangle$	p $\langle 111 \rangle$	die 24 Flächen des „kubischen“ $\langle 210 \rangle$
m $\langle 110 \rangle$		n $\langle 310 \rangle$	
b $\langle 010 \rangle$	die 12 Flächen des „kubischen“ $\langle 110 \rangle$	f $\langle 130 \rangle$	
a $\langle 100 \rangle$		h $\langle 114 \rangle$	
z $\langle 112 \rangle$		i $\langle \bar{1}14 \rangle$	
u $\langle \bar{1}12 \rangle$		q $\langle \bar{1}\bar{1}1 \rangle$	
v $\langle 101 \rangle$	die 8 Flächen des „kubischen“ $\langle 111 \rangle$	g $\langle 013 \rangle$	22 Flächen des „kubischen“ $\langle 311 \rangle$
r $\langle 011 \rangle$		d $\langle \bar{1}03 \rangle$	
k $\langle \bar{1}01 \rangle$		t $\langle 121 \rangle$	
		y $\langle 211 \rangle$	
		o $\langle \bar{2}11 \rangle$	
		s $\langle 121 \rangle$	

Ferner:

Monokl. Aufstellung	pseudokubisch	Monokl. Aufstellung	pseudokubisch
A $\langle 012 \rangle$	8 Flächen des „kubischen“ $\langle 211 \rangle$	e $\langle 323 \rangle$	4 Flächen des „kubischen“ $\langle 513 \rangle$
B $\langle 102 \rangle$		F $\langle 275 \rangle$	
C $\langle \bar{1}02 \rangle$		H $\langle 725 \rangle$	
E $\langle 015 \rangle$	6 Flächen des „kubischen“ $\langle 115 \rangle$	x $\langle 176 \rangle$	4 „ „ „ $\langle 433 \rangle$
D $\langle 105 \rangle$			

Diese Zusammenstellung zeigt aufs schönste das pseudokubische Verhalten. Von den zum Teil in sehr viele monokline Formen zerfallenden kubischen Formen $\langle 100 \rangle$, $\langle 110 \rangle$, $\langle 111 \rangle$, $\langle 210 \rangle$, $\langle 311 \rangle$ sind bis auf ein Flächenpaar (nämlich $1\bar{1}3$ und $\bar{1}\bar{1}\bar{3}$, d. h. monoklin $\langle 103 \rangle$) alle Flächen beobachtet worden. Kubisch symbolisierte $\langle 211 \rangle$, $\langle 595 \rangle$, $\langle 115 \rangle$ scheinen nächst wichtig zu sein.

Für Kryolith am häufigsten sind m, c, v, p, das heißt pseudokubisch deformierte Würfel-, Oktaeder- und $\langle 201 \rangle$ -Flächen. m und c

bestimmen den würfeligen Habitus. Im übrigen scheinen Formen, die pseudokubisch formuliert lauter ungerade Indizes besitzen, bevorzugt zu sein. Flächenreiche Kristalle (Fig. 17, A und B) gehören allerdings zu den mineralogischen Seltenheiten. Zwillinge nach einer Kante mc sind häufig vorhanden. (Drehung um nahezu 90° und um 180° .) Diese Zwillingbildungen erzeugen wohl die als Spaltbarkeit angesprochene Absonderung nach m und c . m weist auch etwa Streifungen nach den pseudokubischen $[100]$ und $[011]$ -Zonen auf (Fig. 17, A).

Gleitflächen sind vorhanden. Die genannten Zwillingbildungen und solche nach anderen Gesetzen verschwinden beim Erhitzen und stellen sich beim Abkühlen wieder ein. Bei höherer Temperatur

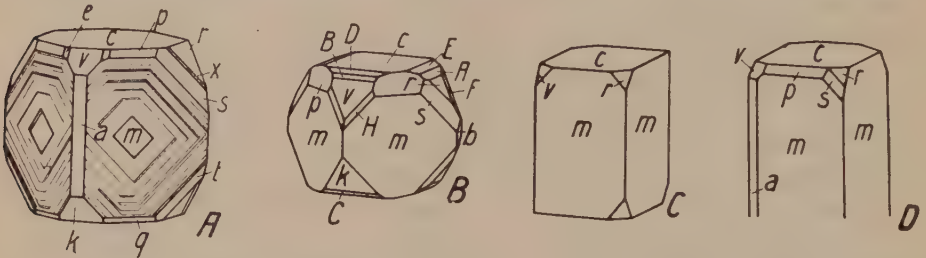


Fig. 17. Kryolith. $a\langle 100\rangle$, $b\langle 010\rangle$, $c\langle 001\rangle$, $r\langle 011\rangle$, $A\langle 012\rangle$, $E\langle 015\rangle$, $v\langle 101\rangle$, $B\langle 102\rangle$, $D\langle 105\rangle$, $k\langle \bar{1}01\rangle$, $C\langle 102\rangle$, $m\langle 110\rangle$, $p\langle 111\rangle$, $x\langle 176\rangle$, $s\langle 121\rangle$, $F\langle \bar{2}75\rangle$, $t\langle \bar{1}21\rangle$, $H\langle 725\rangle$, $e\langle 323\rangle$. Fig. A (mit charakteristischer Zeichnung auf den m -Flächen) und Fig. B stellen flächenreiche Kristalle (Ivigutut) in der üblichen Orientierung dar. C und D zeigen zwei einfache Kombinationen in pseudokubischer Aufstellung, bei der also (110) statt (100) vorne liegt.

ist also Kryolith wirklich kubisch und isotrop (der Umwandlungspunkt liegt bei 570°) und schmilzt dann bei 920° .

Vorkommen: Kryolith ist ein Mineral pegmatitischer bis pneumatolytischer Entstehung. Auf der Hauptlagerstätte (Ivigutut, Grönland) bildet Kryolith eine schneeweiße Masse, in der Quarz, Siderit, Galenit, Zinkblende, Pyrit, Chalkopyrit und Wolframit eingesprengt sind. Feldspäte, Kassiterit, Fluorit und Li-Mineralien treten als Begleiter auf.

In mancher Beziehung ähnlich wie Kryolith verhält sich

Perowskit $[\text{TiO}_3]\text{Ca}$. Pseudokubisch und kubisch

Spezielle Kennzeichen: Meist nur in mikroskopisch kleinen Kriställchen bekannt. Größere, gewöhnlich würfelförmige Kristalle sind diamant- bis metallischglänzend gelb, braun bis schwarz. Härte zwischen 5 und 6. Spezifisches Gewicht ca. 4,0. Mittlere Lichtbrechung 2,34 bis 2,38.

Spezielle Morphologie: Die ziemlich deutlich nach dem Würfel spaltbaren Kriställchen (Fig. 18) zeigen typisch hexaedrische Ausbildung

mit oft sehr stark entwickelter Zone $[100]$. Untergeordnet treten morphologisch die Zonen $[110]$, $[111]$, sowie $[111]$ benachbarte Richtungen hervor. Sechs verschiedene $\langle hk0 \rangle$ sind bekannt. Schon die hier reproduzierten Figuren zeigen die große Analogie mit Kristallen der Pyritgruppe, vielleicht ist sogar zum Teil die Flächenverteilung eine nur paramorphe. Optisch erweisen sich jedoch alle größeren Kristalle anomal. Sie sind nur äußerlich von kubischer Symmetrie und bestehen in Wirklichkeit aus einem komplizierten System doppelbrechender Lamellen. Es liegt nahe anzunehmen, daß bei hoher Temperatur Perowskit wirklich kubisch kristallisiert und beim Abkühlen zerfällt. Neben der Verzwillingung der Lamellen tritt auch eine solche der mimetischen Sammelindividuen auf.

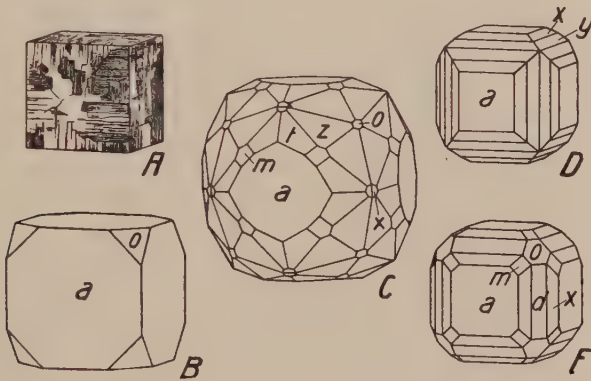


Fig. 18. Habitusbilder von Perowskit. $a \langle 100 \rangle$, $d \langle 110 \rangle$, $o \langle 111 \rangle$, $x \langle 320 \rangle$, $y \langle 430 \rangle$, $m \langle 311 \rangle$, $z \langle 432 \rangle$, $t \langle 942 \rangle$. A Zerfall des Würfels in ein kompliziertes Lamellensystem. B, D, E (Achmatowsk, Ural) lassen die Zonen $[100]$ deutlich hervortreten. An C (Wildkreuzjoch, Tirol) erscheinen wesentlich Hexakisoktaeder, untergeordnet die Zonen $[100]$ und $[110]$.

Vorkommen: Perowskit tritt als Nebengemengteil in basischen Eruptivgesteinen auf. Ferner findet man das Mineral in metamorphen Gesteinen, in Chlorit- und Talkschiefern, sowie in kontaktmetamorphen Kalksteinen.

Mit Ilmenit sind regelmäßige Verwachsungen bekannt. Pseudomorphosen von Magnetit und Ilmenit nach Perowskit entstehen durch Fe-Zufuhr. Schon an sich enthalten manche Perowskite etwas Fe.

Bournonit (Rädelierz) $[\text{SbS}_3]_{\text{Pb}}^{\text{Cu}}$. Rhombisch holödrisch

Spezielle Kennzeichen: Bournonit ist lebhaft metallischglänzend. Farbe und Strich sind stahlgrau, bleigrau bis eisenschwarz. Das Reflexionsvermögen bei chalkographischer Untersuchung ist sehr hoch,

die Reflexionsfarbe im Anschliff leuchtend weiß. Bournonit ist ziemlich spröde. Die Härte ist 2—3; das spezifische Gewicht beträgt 5,7—5,9. Spezifische Wärme = 0,073. Der Bruch ist uneben, die Spaltbarkeit nur unvollkommen nach $\langle 010 \rangle$ und noch weniger deutlich nach $\langle 100 \rangle$ und $\langle 001 \rangle$. Die kristallographischen a- und b-Achsen verhalten sich in bezug auf die thermische Leitfähigkeit wenig verschieden voneinander.

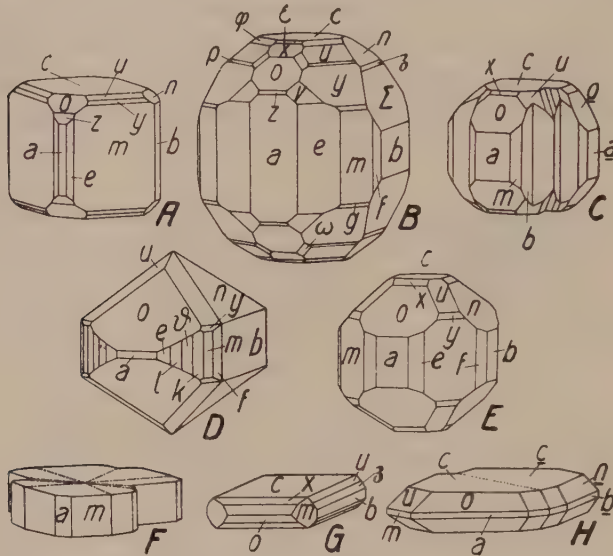


Fig. 19. Bournonit. a $\langle 100 \rangle$, b $\langle 010 \rangle$, c $\langle 001 \rangle$, Σ $\langle 031 \rangle$, β $\langle 021 \rangle$, n $\langle 011 \rangle$, z $\langle 201 \rangle$, o $\langle 101 \rangle$, x $\langle 102 \rangle$, ε $\langle 103 \rangle$, e $\langle 210 \rangle$, l $\langle 320 \rangle$, ϕ $\langle 430 \rangle$, k $\langle 540 \rangle$, m $\langle 110 \rangle$, f $\langle 120 \rangle$, g $\langle 221 \rangle$, y $\langle 111 \rangle$, p $\langle 223 \rangle$, u $\langle 112 \rangle$, φ $\langle 113 \rangle$, v $\langle 211 \rangle$, ω $\langle 213 \rangle$. B (sehr flächenreich, 20 Formen, Nagybanja) und E (Cornwall) sind typisch pseudokubisch (Würfel, Rhombendodekaeder, Oktaeder, Pyramidenwürfel $\langle 210 \rangle$, Deltoidikositetraeder $\langle 211 \rangle$, die beiden letzteren lückenhaft). Der Habitus von A (Waldenstein, Kärnten) wird durch Vorherrschen der Zonen $[110]$ und $[1\bar{1}0]$ gegenüber $[100]$ und $[010]$ ebenfalls würfelig. D (Brosso) zeigt den seltenen Fall, wo die Basis fehlt. Tafelig nach $\langle 001 \rangle$ sind G, H (Isère) und F (Wolfsberg). F und insbesondere C (Liskeard) haben wegen wiederholter Zwillingsbildung nach $\langle 110 \rangle$ eine stark kannelierte Prismenzone (Rädelerz). Bei H ersetzt die gestrichelte Linie eine feine Zwillingslamelle. Mit ihr sind die beiden angeschriebenen Teile nach zwei nicht parallelen $\langle 110 \rangle$ -Flächen verzwillingt. Winkel $a : b = 97^\circ 20'$.

Spezielle Morphologie: Das außer in körnigen bis dichten Aggregaten auch in schönen, kurzsäuligen bis nach $\langle 001 \rangle$ tafeligen Kristallen auftretende Mineral (Fig. 19) ist manchmal sehr flächenreich. Die gesamte morphologische Entwicklung ist typisch pseudokubisch.

Die kristallographischen Verhältnisse gehen aus folgender Zusammenstellung hervor:

a:b:c	χ	χ	χ	χ	χ	χ_{θ_0}	χ_{φ_0}
0,9380:1:0,8969 (Miller)	(110)($\bar{1}\bar{1}0$) 86° 20'	(001)(101) 43° 43'	(001)(011) 41° 53'	(111)(100) 54° 33 $\frac{1}{2}$ '	(111)(010) 57° 03'	(111)(001) 52° 40'	(110)(010) 46° 50'

Die Hauptwachstumsformen sind: $\langle 001 \rangle$, $\langle 100 \rangle$, $\langle 101 \rangle$, $\langle 011 \rangle$, $\langle 110 \rangle$, $\langle 010 \rangle$, $\langle 210 \rangle$, $\langle 120 \rangle$, $\langle 111 \rangle$, $\langle 112 \rangle$, $\langle 102 \rangle$. Aus der Zone [001] sind 23 Prismen bekannt, viele davon sind $\langle 110 \rangle$ benachbart, so daß dessen Flächen oft vertikal gestreift erscheinen. Die Zone [010] umfaßt 12 Prismen; dementsprechend sind die glänzenden Flächen von $\langle 101 \rangle$ und $\langle 100 \rangle$ gewöhnlich horizontal gestreift. Schwächer entwickelt ist die Zone [100] mit nur 5 bekannten verschiedenen Prismen.

Zwei Hauptentwicklungszonen, die wichtigsten nächst [001], gehen den Richtungen [110] parallel, es gehören ihnen außer $\langle 111 \rangle$ 15 verschiedene Bipyramiden an. Man könnte daher versucht sein, [001], [110] und $\bar{1}10$ als deformierte Würfelkanten anzusehen. Die Dimensionsverhältnisse stimmen jedoch besser für eine pseudokubische Auffassung nach dem gewöhnlichen rhombischen Achsenverhältnis, um so mehr, da auch aus den Zonen [011] und [101] mehrere (im ganzen 10) Bipyramiden bekannt sind. Es gibt aber Kristalle mit $\langle 110 \rangle$ und $\langle 001 \rangle$ als Kombinationsträgern, die durchaus kubischen Habitus besitzen (z. B. Fig. 19, A). Die 17 Bipyramiden (hkl) verteilen sich im wesentlichen auf zwei Zonenformen, auf [111] und [201], wobei besonders die Schnittpunkte dieser Zonen mit [210], [120], [012] usw. Örter bekannter Flächen darstellen.

Selten ist bei einem rhombischen Kristall die pseudokubische Ausbildung so gut ersichtlich wie bei Bournonit. Häufig sind hier ja alle rhombischen Teilformen einer kubischen Gesamtform bekannt, beispielsweise: $\langle 211 \rangle$, $\langle 121 \rangle$, $\langle 112 \rangle$ oder $\langle 221 \rangle$, $\langle 212 \rangle$, $\langle 122 \rangle$; ja selbst von dem einfachsten kubischen 48-Flächner treten wenigstens 24 Flächen auf, die den Formen $\langle 123 \rangle$, $\langle 213 \rangle$, $\langle 321 \rangle$ angehören. Einzig die singuläre Zwillingsbildung nach Flächen von $\langle 110 \rangle$ (beziehungsweise nach Kanten [110]) verleiht dem Mineral einen rhombisch pseudotetragonalen Charakter. Diese Zwillingsbildung ist sehr häufig. Durch Wendezwillinge (oft in Gruppen zu 4, vergl. Fig. 19, C und F) werden zahnradartige Gebilde erzeugt, die dem Erz den Namen Rädelerz einbrachten. Parallelverwachsungen und Zwillingslamellierung nach $\langle 110 \rangle$ sind gleichfalls häufig. Zuweilen scheinen tafelige Kristalle, schraubenartig um die Vertikalachse gedreht, miteinander verbunden zu sein.

Chemische Verhältnisse und Vorkommen: Das Verhältnis von Pb und Cu schwankt etwas, doch muß die allgemeine Formulierung lauten $2\text{PbS} \cdot \text{Cu}_2\text{S} \cdot \text{Sb}_2\text{S}_3$. Ob das häufig nachgewiesene Fe heterogenen Beimischungen entstammt, ist noch nicht festgestellt. As ist meist nur ganz untergeordnet zugegen, doch ist die mit Bournonit isomorphe As-Verbindung als Seligmannit aus dem Binnental bekannt.

Bournonit zeigt pseudomorphosenähnliche Umwandlungen in Galenit und Chalkopyrit. Mit ersterem Mineral ist er oft gesetzmäßig verwachsen. Andererseits treten Pseudomorphosen von Bournonit nach Fahlerz auf.

Begleitminerale des Bournonites sind besonders Galenit, Zinkblende, Fahlerz, Chalkopyrit, Antimonit, Quarz, Baryt und Karbonate.

Deformieren wir einen Würfel derart, daß von den vier Triglyren nur eine als dreizählige Symmetrieachse erhalten bleibt, so entsteht ein Rhomboeder. Die Rhomboederkanten entsprechen den Würfelkanten. Man darf daher erwarten, daß unter den rhomboedrischen Kristallen mit rhomboedrischer Translationsgruppe viele pseudokubische oder hypokubische Arten vorhanden sind. Von einer solchen Ausbildung werden wir besonders dann sprechen, wenn in kubischer Deutung einfache Zonen Hauptentwicklungszonen sind, und wenn wachstumsmorphologisch und physikalisch wichtige Flächen dem deformierten Würfel, Oktaeder oder Rhombendodekaeder entsprechen.

Dem hexaedrischen Typus im speziellen sind Kristallarten zuzuordnen, die als physikalische oder morphologische Grundform ein Rhomboeder besitzen und bei denen die Zonen der Rhomboederkanten besonders hervortreten. Das Rhomboeder kann hierbei relativ stark deformiert sein. Das Achsenverhältnis bei hexagonaler Symbolisierung, das heißt $a:c$, würde für den Würfel als Einheitsrhomboeder lauten: $\sqrt{2}:\sqrt{3} = 1:1,2247$. Wir werden jedoch noch bei relativ starker Abweichung von dieser Zahl von einer hypokubischen Ausbildung sprechen dürfen. Ist im übrigen morphologisch eine enge Verwandtschaft mit den bis jetzt beschriebenen Mineralien vorhanden, so darf auch erwartet werden, daß die Struktur als deformiert kubische, im besonderen etwa als deformierte Steinsalzstruktur beschrieben werden kann. In der Tat werden wir sehen, daß eine der wichtigsten hierher gehörigen Mineralgruppen, die Calcitgruppe, diese Voraussage bestätigt.

Calcitgruppe $[\text{CO}_3]\text{R}$. Rhomboedrisch

Hauptminerale: Calcit (Ca), Dolomit ($\frac{1}{2}\text{CaMg}$), Magnesit (Mg), Siderit (Fe), Rhodochrosit (Mn), Smithsonit (Zn), Sphaerocobaltit (Co.). Die Mineralien werden auch Späte genannt (Kalkspat usw.). Mischkristalle: $\frac{1}{2}\text{Ca}(\text{Mg}, \text{Fe}) = \text{Ankerit}$; $\text{Ca}, \text{Mg}, \text{Fe}, \text{Mn} = \text{Braunspat}$; $\text{Mg}, \text{Fe} = \text{Breunerit}$, Mesitinspat, Pistomesit; $\text{Fe}, \text{Mn} = \text{Oligonspat}$ bis Manganosiderit; $\text{Mn}, \text{Ca} = \text{Manganocalcit}$; $\text{Zn}, \text{Fe} = \text{Monheimit}$.

Allgemeine Kennzeichen: Die Mineralien der Calcitgruppe sind gemeinglänzend, kristallisieren rhomboedrisch und zeigen ausgezeichnete Spaltbarkeit nach einem Rhomboeder, dessen Winkel an den Polkanten

73—75°, an den Äquatorialkanten (Randkanten) 105—107° messen. Der Bruch ist muschelig bis uneben, die Härte 3—5. Sämtliche Mineralien sind optisch einachsig negativ mit relativ großer Doppelbrechung.

Physikalisches und thermochemisches Verhalten:

Physikalische Konstanten möglichst reiner Spezies

	Spezifisches Gewicht	Brechungsindizes für Na-Licht		Doppelbrechung $\omega - \varepsilon$
		ω	ε	
MgCO ₃ Magnesit . .	2,96	1,700	1,509	0,191
Mg Ca (CO ₃) ₂ Dolomit	2,82—2,88	1,680	1,501	0,179
CaCO ₃ Calcit . . .	2,71	1,658	1,486	0,172
MnCO ₃ Rhodochrosit	3,66—3,70	1,818	1,595	0,223
FeCO ₃ Siderit . . .	3,89	1,875	1,633	0,242
CoCO ₃ Sphaerocobaltit	4,1	1,855	1,600	0,255
ZnCO ₃ Smithsonit . .	4,45	1,818	1,618	0,200

Die Doppelbrechung ist, wie man sieht, nicht sehr variabel. *Bragg* konnte dartun, daß sie in diesen Karbonaten in erster Linie durch die Lage der O-Atome gegenüber dem C-Atom bestimmt wird. Die CO₃-Gruppe wird somit in den verschiedenen Karbonaten ähnlichen Bau aufweisen müssen.

Ausgewählte Brechungsindizes und Dichten für komplexe Kristallarten

	Prozentgehalt an				Spezif. Gewicht	ω	ε
	MgCO ₃	CaCO ₃	MnCO ₃	FeCO ₃			
Dolomit	46,45	53,38	—	0,13	2,882	1,6799	1,5013
Dolomit	41,16	53,57	0,96	4,35	2,90	1,6848	1,5052
Dolomit bis Ankerit	35	55	—	10	2,92	1,695	1,510
Ankerit	36,7	52,6	—	10,7	2,95	1,698	1,518
Ankerit	22,9	50,35	—	27,7	3,02	1,727	1,527
Ankerit	11,6	49,2	—	38,6	3,12	1,741	1,536
Magnesit bis } Breunerit }	85	—	—	15	3,09	1,726	1,527
Mesitinspat . . .	49,8	—	—	50,2	3,43	1,788	1,570
Ankerit	11,3	48,3	2,5	37,9	3,12	1,749	1,547
Manganosiderit .	—	0,8	79,3	19,9	3,74	1,826	1,605
Oligonspat . . .	6,6	0,4	15,8	77,2	3,81	1,849	1,615
Rhodochrosit . .	0,7	0,5	95,7	1,9	3,71	1,817	1,595
Siderit	0,6	0,37	5,2	93,5	3,94	1,871	1,631

Thermische Ausdehnungskoeffizienten: $\alpha \cdot 10^6$ bei 40°

	Magnesit, Bruck	Dolomit, Traversella	Calcit, Island	Siderit (Mn-haltig)
Hexagyroide	+ 2130	+ 2060	+ 2621	+ 1918
⊥ Hexagyroide	+ 599	+ 415	— 540	+ 605

Über Winkeländerungen mit der Temperatur siehe „Allgemeine Mineralogie“, S. 269.

Eine Übersicht der physikalischen Daten gibt folgende Tabelle, wobei sich jedoch sehr häufig die Bestimmungen nicht auf reine Substanzen bezogen.

	Magnetit	Dolomit	Calcit	Siderit
Wellenlängen der Reflexionsmaxima ¹⁾ $\left\{ \begin{array}{l} \text{für } \omega \\ \text{für } \epsilon \end{array} \right.$		6,90; 14,7; 29; 74 μ 11,43; 27,5; 68 μ	6,5; 6,96, 14,17; 30,3; 94 μ 11,4; 28,0; 94 μ	6,77; 11,34; 30; 51 μ 11,53; 27; 50 μ
Dielektrizitätskonstante für $\lambda = 300 \mu$ $\left\{ \begin{array}{l} \text{für } \omega \\ \text{für } \epsilon \end{array} \right.$		8,3 7,0	11,1 ²⁾ 11,0	7,8 6,0
für $\lambda = 75 \mu$ $\left\{ \begin{array}{l} \text{für } \omega \\ \text{für } \epsilon \end{array} \right.$		7,80 6,80	8,50 8,00	7,90 6,90
Auf die Masseneinheit bezogene magnetische Suszeptibilität $\cdot 10^6$ bei Zimmertemperatur $\left\{ \begin{array}{l} \perp c \\ \parallel c \end{array} \right.$		$+ 0,778 \cdot 10^{-6}$ $+ 1,205 \cdot 10^{-6}$ (paramagnetisch)	$- 0,363 \cdot 10^{-6}$ $- 0,405 \cdot 10^{-6}$ (diamagnetisch)	
Wärmeleitfähigkeit: Verhältnis a : c der Hauptachsen des Isothermenellipsoides ³⁾	1,06	1,06	0,913	1,07
Spezifische Wärme c_w ⁴⁾ zwischen 15° und 100°	0,244	0,229	0,205	0,193
Linearer Ausdehnungskoeffizient $\alpha \cdot 10^8$ bei 40° $\left\{ \begin{array}{l} \perp c \\ \parallel c \end{array} \right.$	$+ 599$ $+ 2130$	$+ 415$ $+ 2060$	$- 540$ $+ 2621$	$+ 605$ $+ 1918$
Kompressibilitätskoeffizient $\cdot 10^6$ in Megabar		1,21	1,39 ⁵⁾	
Dehnungsmodul $\left\{ \begin{array}{l} \perp c \\ \parallel c \end{array} \right.$ in kg pro mm ²		8330 14600	5756 5837	
Merkliche Dissoziation unter 1 Atm. CO ₂	600°—700°			400°—500°
Kantenlänge des Elementar-rhomboeders in AE	5,65	6,0	6,2	5,6

¹⁾ Für Smithsonit liegen Reflexionsmaxima für ω bei 6,78; 13,92; 33; 35 μ , für ϵ bei 11,44; 31; 56 μ .

²⁾ Bei Calcit wird für $\lambda = \infty$ noch angegeben: $\epsilon_{11} = 8,48-9,98$; $\epsilon_{33} = 7,56$ bis 9,30.

³⁾ Für Mesitinspat, Smithsonit und Rhodochrosit ist a : c = 1,06.

⁴⁾ Für Zinkspat ist $c_w = 0,151$ zwischen 0° und 100°.

⁵⁾ Der Kompressibilitätskoeffizient wurde zwischen 0 und 10000 Atmosphären bestimmt und immer $= 1,39 \cdot 10^{-6}$ gefunden.

Morphologische Konstanten: Die Angaben beziehen sich auf natürliche Kristalle und geben daher nur angenähert die Werte für die reinen Endglieder:

	a : c	Winkel der Rhomboeder- flächen		Winkel zwischen den Polkanten von	
		$(10\bar{1}1)/(\bar{1}101)$	$(40\bar{4}1)/(\bar{4}401)$	$\langle 10\bar{1}1 \rangle$	$\langle 40\bar{4}1 \rangle$
Magnesit. . .	1 : 0,8112 (Kokscharoff)	72° 36'	113° 36'	103° 7'	48° 7'
Dolomit . . .	1 : 0,8322 (Mohs)	73° 45'	113° 53'	102° 38'	47° 10'
Calcit. . . .	1 : 0,8543 (Wollaston)	74° 55'	114° 10'	101° 55'	46° 7'
Rhodochrosit	1 : 0,8183 (Mohs)	73° 0'	113° 42'	103° 4 $\frac{1}{2}$ '	47° 46'
Siderit . . .	1 : 0,8184 (Mohs)	73° 0'	113° 42'	103° 4 $\frac{1}{2}$ '	47° 46'
Smithsonit . .	1 : 0,8063 (Mohs)	72° 20'	113° 31'	103° 28'	48° 26'

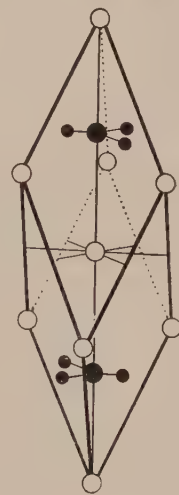
Winkel $\varrho_0 = \angle (10\bar{1}1)/(0001)$:

	Magnesit	Dolomit	Calcit	Rhodochrosit	Siderit	Smithsonit
ϱ_0	43° 8'	43° 52'	44° 36 $\frac{1}{2}$ '	43° 22'	43° 23'	42° 57'

Das Einheitsrhomboeder dieser Aufstellung ist das Spaltrhomboeder. Diese ausgezeichnete Form, die als trigonal deformierter Würfel aufgefaßt werden kann, macht es wünschenswert, die Flächen auch pseudokubisch, das heißt rhomboedrisch zu symbolisieren. Man wählt die Kanten des Einheitsrhomboeders zu kristallographischen Achsen und bezieht darauf die Flächenlagen, indem die Basis zur Einheitsfläche gewählt wird, also $a : b : c = 1 : 1 : 1$; $\alpha = \beta = \gamma = \text{ca. } 102^\circ$. Im nachfolgenden werden für Flächen und Formen immer sowohl die hexagonalen viergliedrigen, wie die rhomboedrischen dreigliedrigen Symbole angegeben. Die Kantenrichtungen, d. h. Zonen werden nur rhomboedrisch symbolisiert.

Struktur: Das Raumgitter ist rhomboedrisch. Als einfachstes primitives Rhomboeder ergibt sich nicht eines von der Gestalt des Spaltungs-rhomboeders, sondern eines mit Winkeln, wie sie, auf jenes bezogen, $\langle 40\bar{4}1 \rangle = \langle 3\bar{1}\bar{1} \rangle$ zukommen (Fig. 20).

Die Schwerpunkte der R-Atome sitzen in den Ecken und im Zentrum dieser Rhomboeder. Die Schwerpunkte der C-Atome, die zugleich Schwerpunkte der CO_3 -Ionen sind, liegen auf der hexagroidischen Hauptachse der Rhomboeder in $\frac{1}{4}$, beziehungsweise $\frac{3}{4}$ der Länge von der Polecke. (Koordinaten $= \frac{1}{4} \frac{1}{4} \frac{1}{4}$ und $\frac{3}{4} \frac{3}{4} \frac{3}{4}$, bezogen auf die Kanten von $\langle 40\bar{4}1 \rangle = \langle 3\bar{1}\bar{1} \rangle$ als Koordinatenachsen und Einheitsmaßstäbe.) Die Schwerpunkte der Sauerstoffatome sind triglyrisch um die C-Schwerpunkte gruppiert, sie liegen selbst auf



● = C ○ = Ca • = O

Fig. 20. $\langle 40\bar{4}1 \rangle = \langle 3\bar{1}\bar{1} \rangle$ ist das einfachste primitive Rhomboeder der Struktur von Calcit.

Digyre und so, daß die zum $\frac{1}{4}$ -C-Atom gehörigen zentrosymmetrisch stehen zu denen des $\frac{3}{4}$ -C-Atomes mit dem Rhomboederzentrum als Symmetriezentrum. Die Punkt-anordnung weist rhomboedrisch holoedrischen Charakter auf.

Betrachtet man nur die Schwerpunkte von R und CO_3 , so ergibt eine nähere Untersuchung, daß kleinste Rhomboeder von der Gestalt der Spaltungsrhomboeder $\langle 10\bar{1}1 \rangle = \langle 100 \rangle$ R-Schwerpunkte in den Ecken und Flächenmitten, CO_3 -Schwerpunkte in den Kantenmitten und im Zentrum besitzen. Es liegt somit ein relativ stark deformierter Typus Steinsalz vor. Auf das Spaltungsrhomboeder als $\langle 100 \rangle$ bezogen lauten die kürzesten Verbindungslinien von Schwerpunkten in rhomboedrischer Symbolisierung folgendermaßen: Kürzeste Abstände der R- und CO_3 -Schwerpunkte in Richtung der Rhomboederkanten $[100]$. Nächst kürzeste Abstände zwischen ungleichartigen Ionen parallel $[111]$, wichtig auch $[\bar{1}11]$ und $[210]$. Die kürzesten Entfernungen gleichartiger Schwerpunkte (R unter sich oder CO_3 unter sich) liegen in Richtung von $[110]$ und $[\bar{1}10]$. In den letzteren Richtungen liegt zudem zwischen je 2 C-Atomen ein Sauerstoffatom. Weitere wichtige Verbindungslinien zwischen gleichartigen Schwerpunkten sind: $[100]$, $[310]$, $[112]$, $[111]$, $[321]$ usw.

Betrachten wir die Massenebenen parallel $(0001) = (111)$, so folgen auf R-Ebenen CO_3 -Ebenen, dann wieder R-Ebenen, CO_3 -Ebenen usw. Dolomit, das Doppelsalz $[\text{CO}_3]_2\text{CaMg}$, ist nun so gebaut, daß gesetzmäßig Ca-Ebenen, CO_3 -Ebenen, Mg-Ebenen abwechseln. Betrachtet man die derartige Punktanordnung, so ergibt sich, wegen der Ungleichwertigkeit von Ca und Mg, nicht mehr rhomboedrisch holoedrische, sondern rhomboedrisch paramorphe Symmetrie. Die Ätzfiguren weisen nun in der Tat den Dolomit in diese Klasse. $[110]$ und $[310]$ müssen dann als Ca-Mg-Verbindungen besonders erwähnt werden. Währendem bei Calcit die Kantenlänge des Struktur-rhomboeders $(40\bar{4}1)$ 6,36 Å-Einheiten ist, beträgt sie für Dolomit 5,94. Die Entfernung der Sauerstoffatome vom C-Atom scheint in beiden Fällen sehr wenig verschieden zu sein.

Spezielle chemische Verhältnisse: CaCO_3 scheint nur sehr wenig MgCO_3 in isomorpher Vertretung aufnehmen zu können. Das Doppelsalz $\text{CaCO}_3 \cdot \text{MgCO}_3$, der Dolomit, hingegen scheint öfters etwas Ca-reicher zu sein als dem Verhältnis 1:1 entspricht. Vielleicht gilt dies auch für die Ankerite, deren allgemeine Formulierung lauten würde: $\text{CaCO}_3 \cdot (\text{Mg, Fe, Mn})\text{CO}_3$. Zwischen CaCO_3 , FeCO_3 und MnCO_3 sind vielleicht kontinuierliche Mischkristallbildungen möglich, ebenso zwischen MgCO_3 und FeCO_3 . Doch fehlen noch mineralsynthetische Untersuchungen. Ebensowenig ist über die Fähigkeit der Mischkristallbildung von Smithsonit und Sphaerokobaltit etwas Näheres bekannt. Über die Polymorphie des CaCO_3 siehe Seite 528f. der „Allgemeinen Mineralogie“. Erhitzt man die Karbonate unter Atmosphärendruck, so findet bei höheren Temperaturen Zersetzung und Abspaltung von CO_2 statt. CaCO_3 scheint unter allen Karbonaten die höchste Dissoziationstemperatur zu besitzen. Es schmilzt nahezu unzersetzt bei 1339° , wenn der Druck von CO_2 102,5 Atmosphären beträgt.

Calcit (Kalkspat) CaCO_3 . Rhomboedrisch holoedrisch

Spezielle Kennzeichen: Das farblose, klar durchsichtige bis durchscheinende Mineral ist durch Beimischungen grau, gelb, rot, braun,

seltener grün, blau oder dunkel gefärbt. Auf den Spaltflächen wird oft Perlmutterglanz wahrgenommen, der muschelige Bruch läßt sich nur selten beobachten. Die Härte ist 3; sie ist jedoch deutlich von der Richtung oder Flächenlage abhängig (siehe „Allgemeine Mineralogie“, S. 317 bis 323). Spezifisches Gewicht 2,7—2,8.

Über **physikalische Konstanten** siehe auch Seite 77f. Es seien hier noch erwähnt:

1. Dispersion nach λ (bei gewöhnlicher Temperatur)

λ in $\mu\mu$	210	231	361	434	656	795	1042	1497	2324
ω	1,86081	1,80239	1,69316	1,67552	1,65440	1,64886	1,64276	1,63457	—
ε	—	1,54550	1,50224	1,49424	1,48457	1,48216	1,47985	1,47744	1,4739

2. Dispersion nach T für $\lambda = 587,6 \mu\mu$ (für Calcit von Egremont mit Spuren von Mg und Sr)

T	24°	145°	250°	388°	545°
$\omega - \varepsilon$	0,1725	0,1713	0,1702	0,1683	0,1657
ω	1,6589 (21°)	1,6593 (165°)	1,6594 (265°)	1,6597 (390°)	1,6592 (552°)
ε	1,4864 (24°)	1,4876 (145°)	1,4893 (250°)	1,4914 (388°)	1,4935 (545°)

Optische Anomalien sind selten und nur gering. Die Absorption für ω ist deutlich stärker als für ε .

Die spezifische Wärme c wurde in Abhängigkeit von der Temperatur wie folgt gemessen:

t° :	— 250,8	— 234,3	— 215,3	— 184,9	— 78 bis 0	0 bis 100
c :	0,0100	0,0225	0,0484	0,0868	0,1772	0,2077.

Der spezifische elektrische Widerstand, bezogen auf Ω/cm , beträgt bei Zimmertemperatur $5 \cdot 10^{14} \parallel c$ und $9,5 \cdot 10^{15} \perp c$.

Morphologisch-physikalische Eigenschaften: Eine ausgezeichnete und sehr vollkommene Spaltbarkeit geht den Flächen $\langle 10\bar{1}1 \rangle = \langle 100 \rangle$ parallel. Es sind das die in bezug auf Atomschwerpunkte dichtest belasteten Ebenen, in denen $\frac{2}{3}$ aller Hauptbindungen $[100]$ liegen. Eine zweite, aber sehr schwer herstellbare Spaltbarkeit ist nach $\langle 01\bar{1}2 \rangle = \langle 110 \rangle$ bemerkbar. Diese Ebenen laufen parallel einer Hauptbindung $\text{R}-\text{CO}_3$ und gleichzeitig einem Drittel der Verbindungslinien $\text{C}-\text{O}-\text{C}$. Nur als Absonderungsfläche fungiert das Pinakoid $\langle 0001 \rangle = \langle 111 \rangle$, das keiner Hauptbindung $\text{R}-\text{CO}_3$, wohl aber allen Verbindungslinien $\text{C}-\text{O}-\text{C}$ parallel geht. Als sogenannte „Reißflächen“ sind außerdem die Flächen $\langle 11\bar{2}0 \rangle = \langle 10\bar{1} \rangle$ bekannt, die einem Drittel der Bindungen $[100]$ und zugleich kürzesten Bindungen $[110]$ zwischen gleichartigen Schwerpunkten parallel gehen. Wie Seite 296ff. der „Allgemeinen Mineralogie“ dargetan wurde, fungiert $\langle 01\bar{1}2 \rangle = \langle 110 \rangle$ auch als Gleitfläche für Druckzwillingbildungen. Neben polysynthetischen Zwillingen dieser

Art (Fig. 25, C und Fig. 26) sind auch einfache Zwillinge und Viellinge bekannt (vergl. Fig. 25). Auf den Flächen $\langle 01\bar{1}2 \rangle = \langle 110 \rangle$ stehen pseudonormal die Geraden $[552]$ mit einer Abweichung von $32'$. Zwillinge sind weiterhin bekannt nach $\langle 0001 \rangle = \langle 111 \rangle$ (häufig; Fig. 25, A, B, D E), ferner seltener nach $\langle 10\bar{1}1 \rangle = \langle 100 \rangle$ (Fig. 25, F und G) und $\langle 02\bar{2}1 \rangle = \langle 11\bar{1} \rangle$ (Fig. 25, H). Auf $\langle 111 \rangle$ steht normal $[111]$, auf $\langle 100 \rangle$ stehen pseudonormal die Kanten $[411]$, auf $\langle 11\bar{1} \rangle$ die Kanten $[22\bar{1}]$. Als Zwillingebenen treten somit die deformierten Würfel-, Oktaeder- und Rhombendodekaederflächen auf, wenn Calcit als deformiert kubisch betrachtet wird.

Morphologie des Calcites: Calcit ist ein weitverbreitetes Mineral, das, wie auch experimentelle Untersuchungen zeigen, im Habitus und in der Flächenentwicklung stark von Lösungsgenossen beeinflusst wird. Die Zahl der verschiedenen bekannten Wachstumsformen ist daher eine außerordentlich große, ebenso die Zahl der Kombinationen (Fig. 23—25). Es sind jedoch nur relativ wenige Formen sehr persistent, das heißt immer und immer wieder auftretend.

Zu den wichtigsten gehören die folgenden:

m $\langle 10\bar{1}0 \rangle = \langle 2\bar{1}\bar{1} \rangle$	y $\langle 32\bar{5}1 \rangle = \langle 30\bar{2} \rangle$	i $\langle 13 \cdot 0 \cdot \bar{1}3 \cdot 1 \rangle = \langle 9\bar{4}\bar{4} \rangle$
e $\langle 01\bar{1}2 \rangle = \langle 110 \rangle$	t $\langle 21\bar{3}4 \rangle = \langle 310 \rangle$	ı $\langle 16 \cdot 0 \cdot \bar{1}6 \cdot 1 \rangle = \langle 11 \cdot \bar{5} \cdot \bar{5} \rangle$
c $\langle 0001 \rangle = \langle 111 \rangle$	h $\langle 03\bar{3}2 \rangle = \langle 55\bar{4} \rangle$	ferner:
v $\langle 21\bar{3}1 \rangle = \langle 20\bar{1} \rangle$	w $\langle 31\bar{4}5 \rangle = \langle 410 \rangle$	γ $\langle 8 \cdot 8 \cdot \bar{1}6 \cdot 3 \rangle = \langle 91\bar{7} \rangle$
f $\langle 02\bar{2}1 \rangle = \langle 11\bar{1} \rangle$	E $\langle 41\bar{5}6 \rangle = \langle 510 \rangle$	p $\langle 4 \cdot 8 \cdot \bar{1}2 \cdot 5 \rangle = \langle 73\bar{5} \rangle$
r $\langle 10\bar{1}1 \rangle = \langle 100 \rangle$	x $\langle 13\bar{4}1 \rangle = \langle 21\bar{2} \rangle$	ϕ $\langle 05\bar{5}4 \rangle = \langle 33\bar{2} \rangle$
M $\langle 40\bar{4}1 \rangle = \langle 3\bar{1}\bar{1} \rangle$	ρ $\langle 43\bar{7}1 \rangle = \langle 40\bar{3} \rangle$	ε $\langle 01\bar{1}1 \rangle = \langle 22\bar{1} \rangle$
a $\langle 11\bar{2}0 \rangle = \langle 10\bar{1} \rangle$	λ $\langle 31\bar{4}2 \rangle = \langle 30\bar{1} \rangle$	

Positive und negative Stellungen sind durch die ausgezeichnete Spaltbarkeit nach dem positiven Einheitsrhomboeder leicht an den Mineralien festzustellen.

e, f, h, ϕ , ε sind negative Rhomboeder. Sie gehören bei rhomboedrischer Symbolisierung den Zonen $[1\bar{1}0]$ an (vergl. Fig. 21 und 22). Die wichtigeren positiven Rhomboeder sind r, M, i, ı, ebenfalls zu Zonen $[1\bar{1}0]$ gehörend. Während die bedeutsameren negativen Rhomboeder stumpfer oder spitzer als $\langle 01\bar{1}1 \rangle = \langle 22\bar{1} \rangle$ sind, nehmen die spitzen positiven Rhomboeder eine Vorzugsstellung ein.

Zu den Skalenoedern gehören v, y, t, w, E, x, ρ , λ , p. Sieben davon sind den Zonen der Kanten des Einheitsrhomboeders, also $[100]$ zugeordnet. x liegt im Schnittpunkt der Zonen $[101]$, $[1\bar{2}0]$ und $[021]$. p liegt im Schnittpunkt der Zonen $[112]$ und $[2\bar{3}1]$. Unter den hexagonalen Prismen ist $\langle 10\bar{1}0 \rangle = \langle 2\bar{1}\bar{1} \rangle$ wichtiger als $\langle 11\bar{2}0 \rangle = \langle 10\bar{1} \rangle$

es gehört den Zonen $[1\bar{1}0]$, $[111]$, $[021]$, $[132]$ usw. zugleich an. Ganz im Gegensatz zur Korundgruppe treten die hexagonalen Bipyramiden zurück. Die Zonen $[211]$ sind wenig entwickelt. Die einzige, wenn auch seltener formgebende Bipyramide ist γ . Die dihexagonalen Prismen (der Zone $[111]$) sind sehr seltene Formen.

Die hervorragende Bedeutung der Zonen der Rhomboederkanten (von den genannten 22 Formen gehören ihnen 10 an) gibt sich, insbesondere auf e, v, a, w, λ , t, y, in einer dazu parallelen Streifung bis Riefung gerne kund. Den Zonen $[1\bar{1}0]$, d. h. den Zonen der Digyren, gehören von den 22 Formen ebenfalls 10 an. Demgegenüber treten $[110]$ und $[111]$ zurück, doch ist die Prismenzone durch die Tautozonalität aller 6 oder 12 Flächen je einer Form ausgezeichnet. Eher wichtiger erscheinen wieder $[210]$ (mit vier relativ wichtigen Formen) und $[112]$. Trägt man die nach *V. Goldschmidt* sicheren und nicht zu seltenen 182 Formen in Projektionen senkrecht zu $[111]$ und $[11\bar{1}]$ ein, so erhält man unter Benutzung gleichseitiger Dreiecke die Figur 22. In Wirklichkeit müßte das Dreieck, das zu $[11\bar{1}]$ gehört, nur gleichschenkelig sein mit der Schenkellänge $b = 1,3052 \cdot a$ (vergl. die beiden Dreiecke rechts oben in Fig. 22). Der Deformationsgrad gegenüber kubischen Verhältnissen ist somit erheblich.

Die Figuren bestätigen und ergänzen die aus dem Studium der wichtigeren Formen gefundenen Beziehungen. Die Kantenzonen des Rhomboeders $\langle 10\bar{1}1 \rangle$ sind insbesondere in den Mittelstücken zwischen $\langle 1011 \rangle$ und $\langle 011\bar{2} \rangle$, d. h. zwischen $\langle 100 \rangle$ und $\langle 110 \rangle$ ausgesprochene Entwicklungszonen. Zwischen $\langle 011\bar{2} \rangle$ und $\langle 044\bar{1} \rangle$ spannt sich der am dichtesten besetzte Teil der Rhomboederformen, es ist in pseudokubischer, rhomboedrischer Bezeichnung das Stück $\langle 110 \rangle$ bis $\langle 11\bar{3} \rangle$ der Zonen $[110]$. Die Zonen $[111]$ sind besonders zwischen $\langle 12\bar{3}2 \rangle = \langle 21\bar{1} \rangle$ und $\langle 11\bar{2}0 \rangle = \langle 10\bar{1} \rangle$ entwickelt.

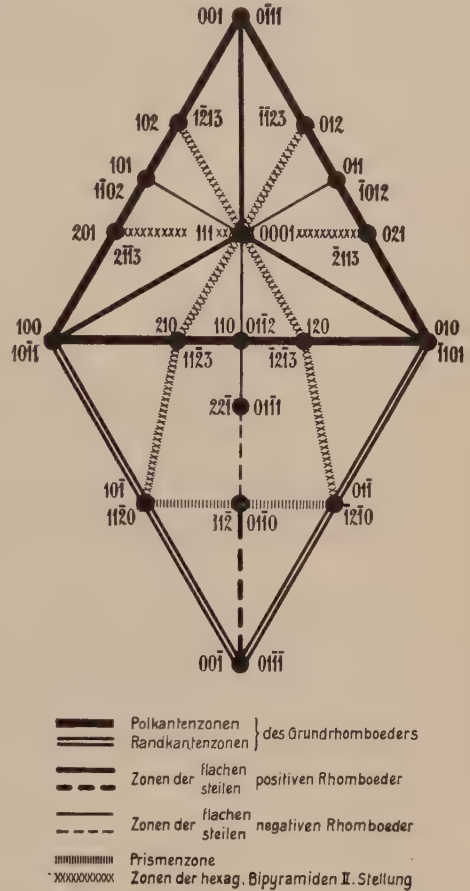


Fig. 21. Die wichtigeren Zonen rhomboedrischer Kristalle in der schematischen Dreiecksprojektion. Die beiden Dreiecke sind als zwei gesonderte Projektionen zu betrachten (vergl. die Legende zu Fig. 22).

Die hexagonalen Bipyramiden häufen sich nur etwas in der Nähe von $\langle 8 \cdot 8 \cdot \overline{16} \cdot 3 \rangle = 917$. Die Zone $[112]$ zwischen $(31\bar{2}) = 2352$ und $(11\bar{1}) = (02\bar{2}1)$ spannt zwischen 2 Flächen der ersten Form. Die hervortretenden übrigen Zonenverbände gehen genügend aus den Figuren hervor, wesentlich sind noch Teile der Zonen $[011]$. Die

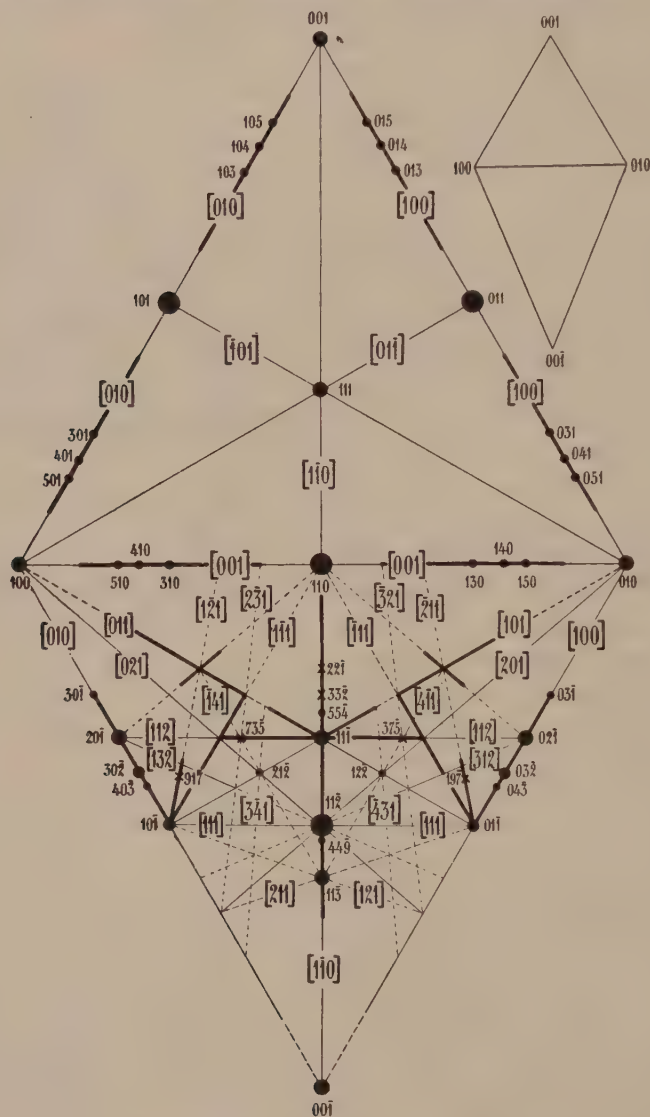


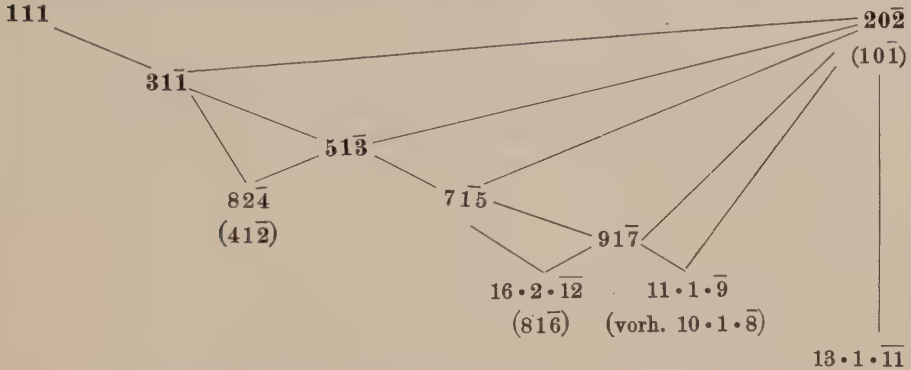
Fig. 22. Calcit. Dreiecksprojektion der wichtigsten Entwicklungszonen und einfachsten Flächen. Die kleine Figur in der rechten oberen Ecke zeigt im richtigen Längenverhältnis der Dreiecksseiten die gnomonische Projektion von 100, 010, 001 auf eine Ebene senkrecht zur Zone $[111]$ und von 100, 010, 001 auf eine Ebene senkrecht zu $[11\bar{1}]$. Sie vereinigt also zwei Projektionen. Indem das untere Dreieck zu einem gleichseitigen deformiert wird, resultiert die Hauptfigur, die aber wie alle ähnlichen am bequemsten rein schematisch gedeutet wird.

NB. Die 110 mit 201, bzw. 021 verbindende Zone hat das Symbol $[1\bar{1}2]$, bzw. $[\bar{1}12]$.

Beziehung zu wichtigen Strukturlinien ist offensichtlich. Betrachtet man die wichtigsten Zonen etwas genauer, so ergibt sich zwischen gewissen Hauptflächen oft eine nahezu normale Entwicklung (siehe „Allgemeine Mineralogie“, Seite 653 ff.).

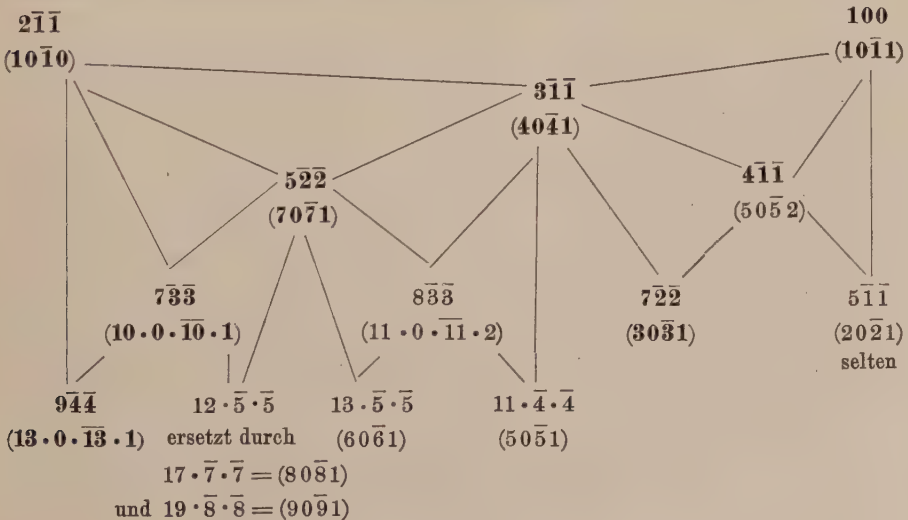
Für die Zone $(10\bar{1}0)/(11\bar{2}0) = [111]$ wären $(10\bar{1}0) = (2\bar{1}\bar{1})$ und $(11\bar{2}0) = (10\bar{1})$ Hauptflächen. Es fehlt jedoch in dieser Zone, die wegen der Tautozonalität der Flächen formenarmer ist, die Form $\langle 32\bar{5}0 \rangle$ völlig.

In der Zone $(0001)/(11\bar{2}0) = [\bar{1}\bar{2}1] = [\bar{2}11]$ (Zone der hexagonalen Bipyramiden) ist, wie schon die Projektion zeigt, die Entwicklung eine sehr einseitige gegen die unwichtigere Form hin. Dementsprechend gilt auch angenähert eine Ableitung mit zunehmendem Entwicklungsgrad und Bedeutung nach dem Prisma hin, die in rhomboedrischer Symbolisierung wie folgt lautet:



Alle angegebenen Formen sind bekannt, nur statt $\langle 11 \cdot 1 \cdot 9 \rangle = \langle 10 \cdot 10 \cdot 20 \cdot 3 \rangle$ wird als etwas unsicher $\langle 10 \cdot 1 \cdot 8 \rangle = \langle 3 \cdot 3 \cdot 6 \cdot 1 \rangle$ angegeben. Die wichtigsten Formen sind fettgedruckt.

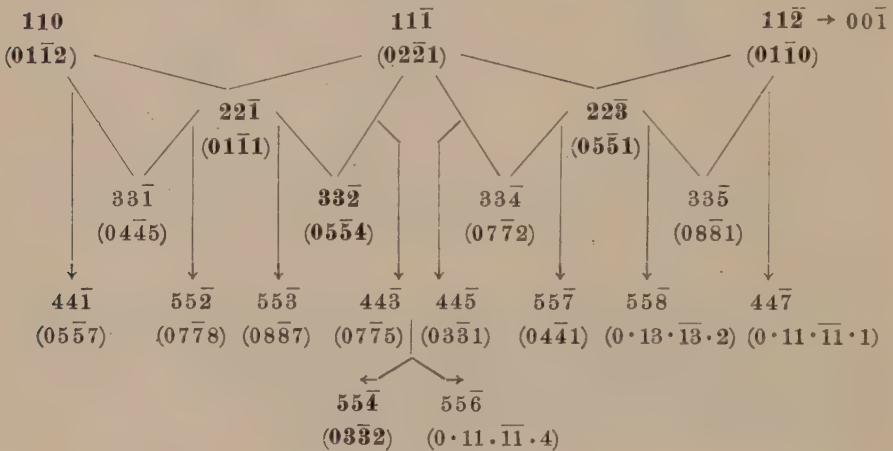
Über die Zone der positiven Rhomboeder erhält man durch direkte Ableitung zwischen Prisma und Einheitsrhomboeder einen Überblick. Dabei zeigt sich eine schwächere Entwicklung gegen das strukturell wichtigere Rhomboeder hin. In rhomboedrischer Symbolisierung ergibt sich folgendes Schema. (In Klammern sind die auf hexagonales Koordinatensystem bezogenen Indizes beigefügt.)



Zwischen $9\bar{4}\bar{4}$ und $2\bar{1}\bar{1}$ sind noch eine ganze Reihe von Formen bekannt, wobei rhomboedrische Symbole mit lauter ungeraden Indizes bevorzugt erscheinen. In der Ableitung sind wieder die wichtigeren Formen dieser Zone fettgedruckt.

Eine schöne und weitgehende Entwicklung zeigen in der gleichen Zone die negativen Rhomboeder. Zwischen der Basis und dem wichtigen stumpfen Rhomboeder $\langle 01\bar{1}2 \rangle = \langle 110 \rangle$ geht die Entwicklung nicht weit. Immerhin sind von den durch sukzessive Addition aus den rhomboedrischen Symbolen $\langle 111 \rangle$ und $\langle 110 \rangle$ ableitbaren Formen $\langle 221 \rangle = \langle 01\bar{1}5 \rangle$, $\langle 552 \rangle = \langle 01\bar{1}4 \rangle$, $\langle 441 \rangle = \langle 01\bar{1}3 \rangle$ bekannt, während statt der zwischen den beiden letzteren gelegenen Form $\langle 331 \rangle$ die Form $\langle 13 \cdot 13 \cdot 4 \rangle = \langle 0 \cdot 3 \cdot 3 \cdot 10 \rangle$ angegeben wird. Von $\langle 441 \rangle$ bis $\langle 110 \rangle$ sind noch weitere Vizinalen konstatiert worden.

Das sehr flächenreiche Zonenstück von $\langle 01\bar{1}2 \rangle = \langle 110 \rangle$ zum Prisma stellt bis in die 4. oder 5. Ableitung das Musterbeispiel einer normalen Entwicklung dar. Von den nachstehend angeführten Formen ist bis jetzt nur $\langle 44\bar{1} \rangle$ nicht beobachtet worden. Die Ableitung stützt sich auf die rhomboedrischen Symbole, in Klammern sind indessen jeweils die hexagonalen beigeschrieben.

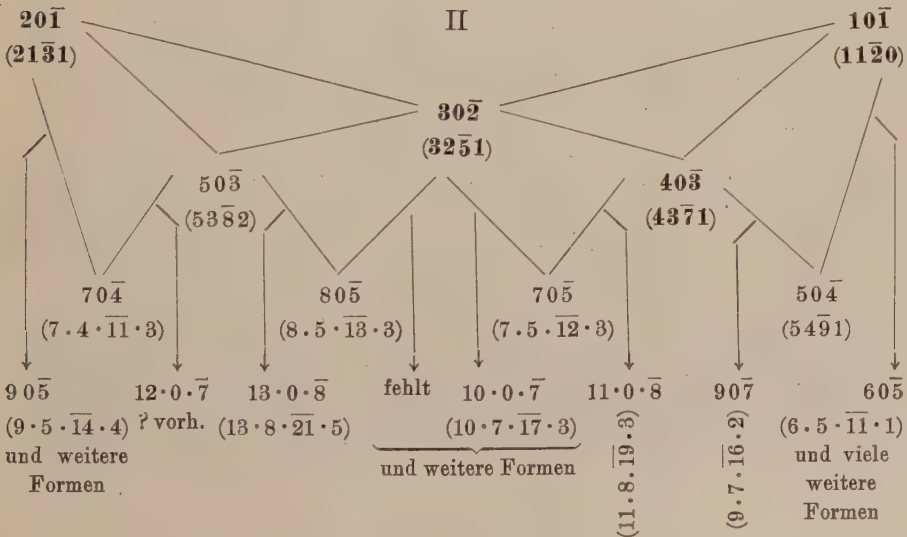
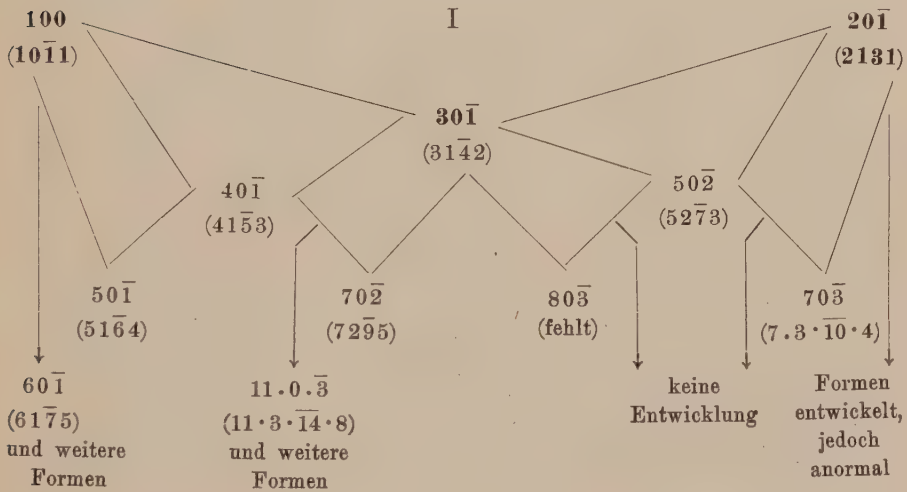
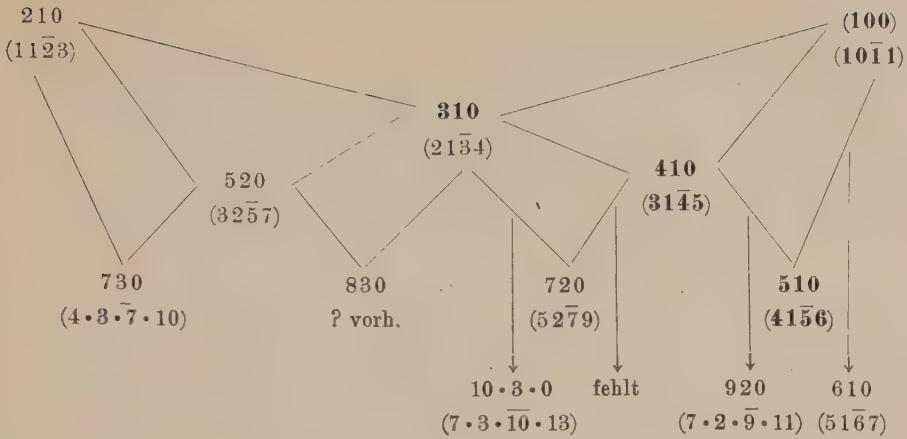


Indessen sind die Häufigkeiten der Formen nicht durchwegs den Ableitungen entsprechend, und es steht dies offensichtlich mit der Bevorzugung einzelner Zonenstücke im Zusammenhang. So liegen in dem anormal sich verhaltenden Teilstück zwischen $\langle 33\bar{1} \rangle$ und $\langle 110 \rangle$ noch eine Reihe von Flächen. Ganz besonders aber sind gerne Vizinalen von $\langle 111 \rangle$ ausgebildet, was begreiflich macht, daß eine unter ihnen, $\langle 554 \rangle$, stärker hervortritt. Neben $\langle 665 \rangle$, $\langle 776 \rangle$, $\langle 887 \rangle$ sind noch kompliziertere Symbole berechnet worden. Auch zwischen $\langle 447 \rangle$ und $\langle 112 \rangle$ sind in fast allen Zwischenlagen Flächen beobachtet worden, z. B. $\langle 559 \rangle$, $\langle 6 \cdot 6 \cdot \bar{1}1 \rangle$, $\langle 7 \cdot 7 \cdot \bar{1}3 \rangle$.

Für das Zonenstück der Skalenoeder aus der Rhomboederkantenzzone, welches zwischen der hexagonalen Bipyramide $\langle 11\bar{2}3 \rangle = \langle 210 \rangle$ und dem Einheitsrhomboeder liegt, gilt eine normale Entwicklung mit zunehmender Wichtigkeit der Formen gegen das Rhomboeder hin (im gewissen Sinn eine sogenannte Zielflächenentwicklung).

Zwischen $\langle 610 \rangle$ und $\langle 100 \rangle$ sind neben $\langle 710 \rangle$, $\langle 810 \rangle$, $\langle 910 \rangle$, $\langle 10 \cdot 1 \cdot 0 \rangle$ noch eine ganze Reihe von Formen bekannt.

Einfacher ist die Entwicklung zwischen $\langle 210 \rangle$ und $\langle 110 \rangle$. Neben $\langle 320 \rangle = \langle 1235 \rangle$ und $\langle 530 \rangle = \langle 2358 \rangle$ ist $\langle 850 \rangle = \langle 3 \cdot 5 \cdot 8 \cdot 13 \rangle$ zu erwähnen.



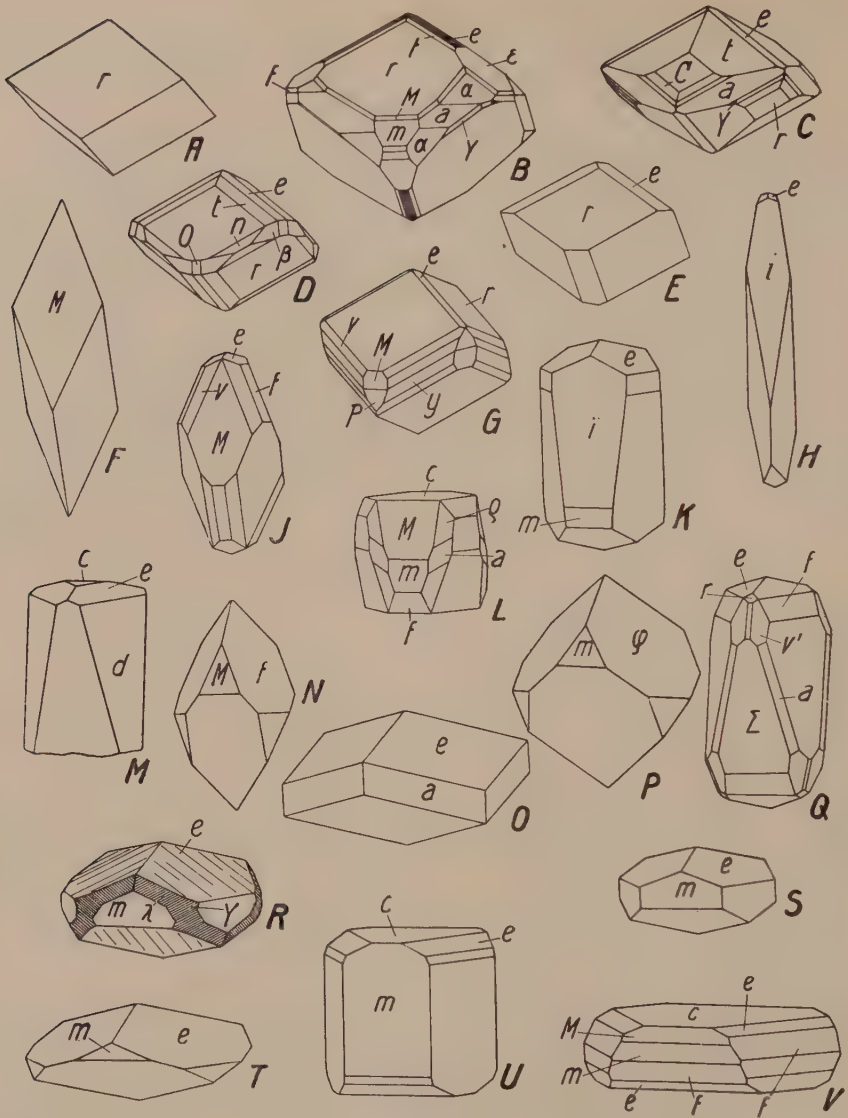
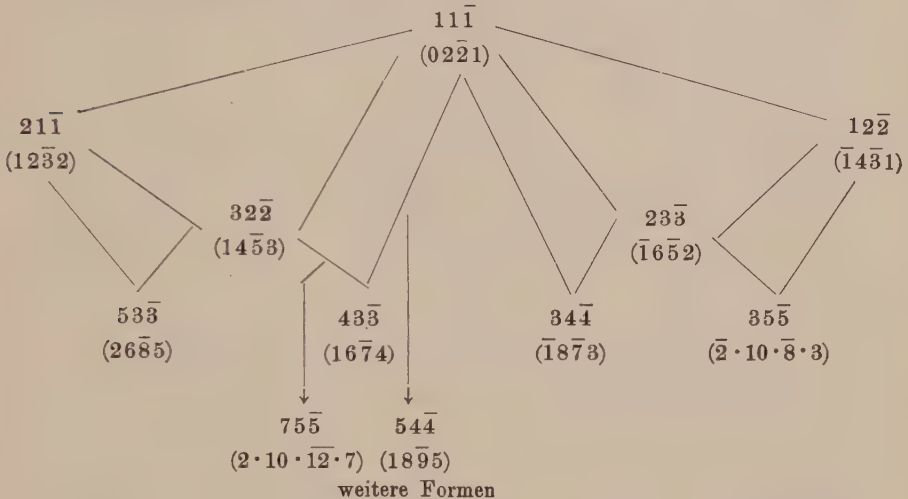


Fig. 23. Calcit, vorab rhomboedrische Trachten. $a\langle 11\bar{2}0\rangle = \langle 10\bar{1}\rangle$, $m\langle 10\bar{1}0\rangle = \langle 2\bar{1}\bar{1}\rangle$, $c\langle 0001\rangle = \langle 111\rangle$, $r\langle 10\bar{1}1\rangle = \langle 100\rangle$, $M\langle 40\bar{4}1\rangle = \langle 3\bar{1}\bar{1}\rangle$, $O\langle 60\bar{6}1\rangle = \langle 13\cdot 5\cdot 5\rangle$, $i\langle 13\cdot 0\cdot 13\cdot 1\rangle = \langle 944\rangle$, $\bar{i}\langle 16\cdot 0\cdot 16\cdot 1\rangle = \langle 11\cdot 5\cdot 5\rangle$, $e\langle 01\bar{1}2\rangle = \langle 110\rangle$, $\bar{e}\langle 01\bar{1}1\rangle = \langle 22\bar{1}\rangle$, $\varphi\langle 05\bar{5}4\rangle = \langle 33\bar{2}\rangle$, $f\langle 02\bar{2}1\rangle = \langle 11\bar{1}\rangle$, $d\langle 088\bar{1}\rangle = \langle 33\bar{5}\rangle$, $\Sigma\langle 0\cdot 11\cdot \bar{1}\bar{1}\cdot 1\rangle = \langle 33\bar{7}\rangle$, $\alpha\langle 448\bar{3}\rangle = \langle 51\bar{3}\rangle$, $t\langle 2134\rangle = \langle 310\rangle$, $C\langle 718\bar{6}\rangle = \langle 70\bar{1}\rangle$, $n\langle 41\bar{5}3\rangle = \langle 40\bar{1}\rangle$, $\lambda\langle 314\bar{2}\rangle = \langle 30\bar{1}\rangle$, $v\langle 2131\rangle = \langle 20\bar{1}\rangle$, $v'\langle 7\cdot 4\cdot \bar{1}\bar{1}\cdot 3\rangle = \langle 704\rangle$, $Y\langle 538\bar{2}\rangle = \langle 50\bar{3}\rangle$, $y\langle 32\bar{5}1\rangle = \langle 30\bar{2}\rangle$, $\rho\langle 43\bar{7}1\rangle = \langle 40\bar{3}\rangle$, $\beta\langle 42\bar{6}1\rangle = \langle 11\cdot \bar{1}\cdot \bar{7}\rangle$. A ist die Spaltform (als Wachstumsform z. B. aus dem Maderanertal bekannt). F (Aunis) ist das strukturelle Einheitsrhomboeder. Als Kombinationsträger erscheint es in J. Steile positive Rhomboeder herrschen an H (Cumberland) und K (Framont) vor. Das flache negative Rhomboeder findet sich häufig einzeln (vergl. Fig. 25, N). Seine Flächen sind gerne parallel den durch die

(Fortsetzung auf Seite 89 unten.)

Eine ausgezeichnet vollständige Entwicklung kommt auch dem Zonenstück der Skalenoeder zwischen dem Einheitsrhomboeder und dem Prisma zweiter Stellung zu. Einen Überblick gewähren die zwei, mit I und II bezeichneten Teile des Schemas der wichtigeren Formen auf Seite 87.

In der Zone $(10\bar{1}1):(02\bar{2}1):(\bar{1}2\bar{1}0)$, d. h. in der Zone $[011]$, ist eine mehr oder weniger vollständige Entwicklung nur zwischen $(12\bar{3}2) = (21\bar{1})$ und $(\bar{1}4\bar{3}1) = (1\bar{2}2)$ anzutreffen.



Die Zahl der Kombinationen und verschiedenen Habitusentwicklungen ist eine große. Erwähnt seien von den einfacheren Kombinationen, die zugleich habitusbestimmend für komplexere sind, folgende:
 $\langle 10\bar{1}0 \rangle \cdot \langle 0001 \rangle = \langle 2\bar{1}\bar{1} \rangle \cdot \langle 111 \rangle$ säulig oder tafelig, oft dünn tafelig (Papierspat) oder mit flachrhomboedriscen Entwicklungen,
 $\langle 10\bar{1}0 \rangle \cdot \langle 0112 \rangle = \langle 2\bar{1}\bar{1} \rangle \cdot \langle 110 \rangle$ säulig oder stumpfrhomboedrisch (Fig. 23, S und T),
 $\langle 21\bar{3}1 \rangle \pm \langle 10\bar{1}0 \rangle$ oder $\langle 10\bar{1}1 \rangle = \langle 20\bar{1} \rangle \pm \langle 2\bar{1}\bar{1} \rangle$ oder $\langle 100 \rangle$ meist skalenoedrisch (vergl. Fig. 24, D),

ebenso das nämliche Skalenoeder mit einem der hexagonalen Prismen oder mit $\langle 40\bar{4}1 \rangle$, wobei skalenoedrische oder spitzrhomboedrische (vergl. Fig. 23) Gesamtausbildung herrschen kann.

(Fortsetzung der Erläuterung von Figur 23.)

„Polecken“ gehenden Diagonalen gestreift (R, Catskill; B, Württemberg, etwas unregelmäßig gebildet). Mit dem Prisma 1. Stellung kombiniert ist es in den Figuren S und T (beide Markirch) zu sehen, mit dem Prisma 2. Stellung an O (Glasgow). An E (Isère) stumpft das Rhomboeder e die Polkanten von r gerade ab. Steile negative Rhomboeder erscheinen an M (Reichshofen), N (f stumpft die Polkanten von M gerade ab), P (φ ist häufige Form gewisser Vorkommen im Wallis), Q (Dünsberg). Ausgezeichnet durch mannigfache Skalenoeder aus den Kantenzonen des Grundrhomboeders, das mehr oder weniger dominiert, sind C und D (beide Münstertal, Baden), sowie G (Rödefjord, Island). L (Andreasberg) kann als Übergang zum säuligen Habitus (U, Freiberg) betrachtet werden. Dieser wird seinerseits durch stärkere Entwicklung von c tafelig (V, Andreasberg), ja zuweilen papierdünn (Papierspat, z. B. Griesental, Uri).

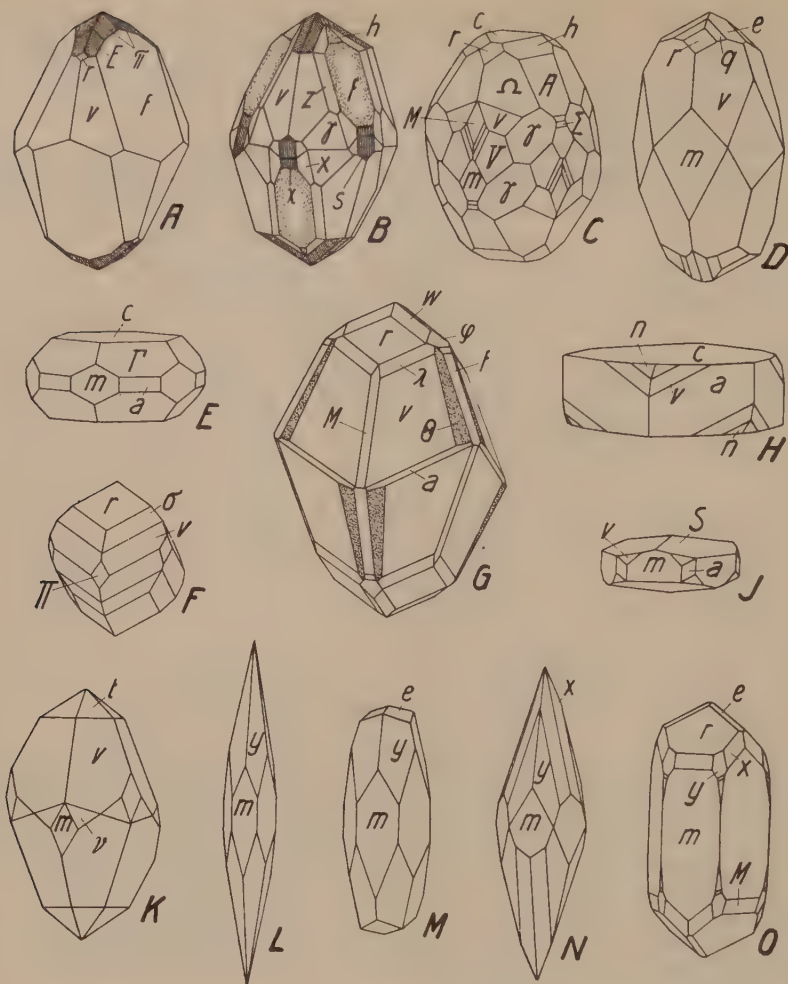


Fig. 24. Calcit, vorzüglich skalenoedrische Trachten. $a \langle 11\bar{2}0 \rangle = \langle 10\bar{1} \rangle$, $m \langle 10\bar{1}0 \rangle = \langle 2\bar{1}1 \rangle$, $c \langle 0001 \rangle = \langle 011 \rangle$, $r \langle 10\bar{1}1 \rangle = \langle 100 \rangle$, $M \langle 40\bar{4}1 \rangle = \langle 3\bar{1}1 \rangle$, $S \langle 01\bar{1}5 \rangle = \langle 221 \rangle$, $e \langle 011\bar{2} \rangle = \langle 110 \rangle$, $\varphi \langle 05\bar{5}4 \rangle = \langle 33\bar{2} \rangle$, $A \langle 04\bar{4}3 \rangle = \langle 77\bar{5} \rangle$, $\Pi \langle 07\bar{7}5 \rangle = \langle 443 \rangle$, $h \langle 033\bar{2} \rangle = \langle 55\bar{4} \rangle$, $f \langle 02\bar{2}1 \rangle = \langle 11\bar{1} \rangle$, $\chi \langle 07\bar{7}2 \rangle = \langle 33\bar{4} \rangle$, $s \langle 05\bar{5}1 \rangle = \langle 32\bar{3} \rangle$, $\Sigma \langle 0.11.11.1 \rangle = 4\bar{4}7$, $\pi \langle 11\bar{2}3 \rangle = \langle 210 \rangle$, $\Gamma \langle 22\bar{4}3 \rangle = \langle 31\bar{1} \rangle$, $\gamma \langle 8.8.16.3 \rangle = \langle 91\bar{7} \rangle$, $w \langle 31\bar{4}5 \rangle = \langle 410 \rangle$, $E \langle 41\bar{5}6 \rangle = \langle 510 \rangle$, $q \langle 51\bar{6}5 \rangle = \langle 610 \rangle$, $\sigma \langle 51\bar{6}4 \rangle = \langle 50\bar{1} \rangle$, $n \langle 41\bar{5}3 \rangle = \langle 40\bar{1} \rangle$, $\lambda \langle 31\bar{4}2 \rangle = \langle 30\bar{1} \rangle$, $v \langle 21\bar{3}1 \rangle = \langle 20\bar{1} \rangle$, $V \langle 62\bar{8}1 \rangle = \langle 51\bar{3} \rangle$, $z \langle 23\bar{5}2 \rangle = \langle 31\bar{2} \rangle$, $x \langle 13\bar{4}1 \rangle = \langle 21\bar{2} \rangle$, $\theta \langle 12\bar{3}1 \rangle = \langle 52\bar{4} \rangle$, $\nu \langle 14\bar{5}3 \rangle = \langle 32\bar{2} \rangle$. Selbständig findet sich am häufigsten v. Mit stark hervortretendem f erscheint es an A (Jefferson Cty.) und B (Kongsberg), wo auch die gestreifte Skalenoeederzone zwischen r und e deutlich wird. Sehr flächenreich ist C (Canarische Inseln). Als Kombinationsträger erscheint v auch bei D, K (beide Derbyshire) und G (Fifeshire). Steiler, aber ebenfalls der Randkantenzone des Grundrhomboeders angehörig (vergl. F, Kongsberg) ist $y = \langle 32\bar{5}1 \rangle = \langle 30\bar{2} \rangle$ (L und N, beide Andreasberg; M, Derbyshire; O, St. Blasien). Äußerlich rein hexagonale Formen vereinigt E (Andreasberg). An die Abbildungen von Fig. 23 schließen sich J (Andreasberg) und H (Strontian) an.

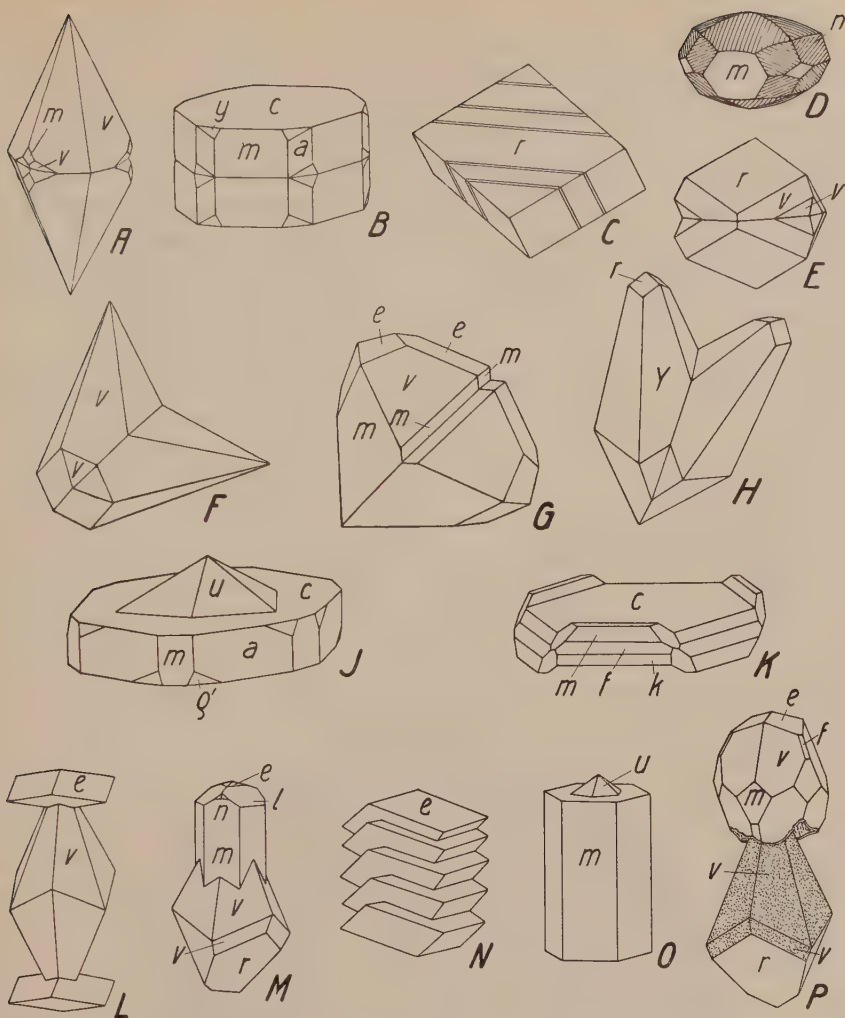


Fig. 25. Calcit, Zwillingsbildungen und Wachstumserscheinungen.

$m \langle 10\bar{1}0 \rangle = \langle 2\bar{1}1 \rangle$, $a \langle 11\bar{2}0 \rangle = \langle 10\bar{1} \rangle$, $c \langle 0001 \rangle = \langle 111 \rangle$, $r \langle 10\bar{1}1 \rangle = \langle 100 \rangle$, $e \langle 01\bar{1}2 \rangle = \langle 110 \rangle$, $l \langle 0445 \rangle = \langle 3\bar{3}1 \rangle$, $k \langle 0774 \rangle = \langle 11 \cdot 11 \cdot 10 \rangle$, $f \langle 02\bar{2}1 \rangle = \langle 11\bar{1} \rangle$, $u \langle 5279 \rangle = \langle 720 \rangle$, $n \langle 41\bar{5}3 \rangle = \langle 40\bar{1} \rangle$, $v \langle 21\bar{3}1 \rangle = \langle 20\bar{1} \rangle$, $Y \langle 5382 \rangle = \langle 50\bar{3} \rangle$, $y \langle 3251 \rangle = \langle 30\bar{2} \rangle$, $p' \langle 3471 \rangle = \langle 11 \cdot 2 \cdot 10 \rangle$. Die Basis als Zwillingssebene zeigen A (Traversella), B (Andreasberg), D (Louvenné, der üblichen Aufstellung gegenüber um 60° nach rechts gedreht; wegen der vielen Skalenoeder erscheinen die Zonenstücke r/e und r/v gekrümmt) und E (Perthshire). Zahlreiche Zwillingslamellen nach $e \langle 01\bar{1}2 \rangle = \langle 110 \rangle$, auch durch Druck erzeugbar, sind an C (Kirebinsk, auch sonst häufig, oft mit zwei Lamellensysteme und hohlen Kanälen) zu sehen. Wegen ungleicher Zentralsdistanz gewisser Flächen ist die nach $\langle 10\bar{1}1 \rangle = \langle 100 \rangle$ verzwillingte Kombination G (Derbyshire) herzförmig. Das gleiche Gesetz gilt für F. Nach $\langle 02\bar{2}1 \rangle = \langle 11\bar{1} \rangle$ verzwillingt ist H (Traversella). Bildet v entsprechende Zwillinge, so sind zwei scharfe Polkanten einander parallel (z. B. Säntis). Durch veränderte Bildungsverhältnisse verursachte Wachstumserscheinungen zeigen die folgenden Kristalle. Bei J, K, O (alle Andreasberg) und M (Kotterbach, Ung.) handelt es sich um parallele Fortwachungen, während bei L und P (Pfirt) die später gewachsenen Teile zu den früher gebildeten nach $\langle 0001 \rangle = \langle 111 \rangle$ verzwillingt sind. N zeigt den sogenannten Harmonikaspät (Przibram).

Interessant ist die pseudokubisch wie ein verzerrtes Tetrakis-hexaeder anmutende Kombination $\langle 31\bar{4}5 \rangle \cdot \langle 21\bar{3}1 \rangle \pm \langle 10\bar{1}1 \rangle = \langle 410 \rangle \cdot \langle 20\bar{1} \rangle \pm \langle 100 \rangle$. Unter den spitzen negativen Rhomboedern ist etwa $\langle 02\bar{2}1 \rangle \pm \langle 10\bar{1}1 \rangle$ oder $\langle 21\bar{3}1 \rangle = \langle 111 \rangle \pm \langle 100 \rangle$ oder $\langle 21\bar{2} \rangle$ formbestimmend (vergl. Fig. 24, A). Das Einheitsrhomboeder (Fig. 23, A) ist selten herrschend, im übrigen tritt es gerne mit $\langle 01\bar{1}2 \rangle = \langle 110 \rangle$ (Fig. 23, E) auf. Aus reinen wässerigen Lösungen kristallisiert indessen Calcit immer einfach rhomboedrisch. Im übrigen herrscht von Fundort zu Fundort, d. h. von einer Entstehungsweise zur anderen, eine große Variabilität in vorherrschender Zonen- und Flächenentwicklung. So ist im Vorkommen der Mangangruben von Långbanshyttan die Zone der hexagonalen Bipyramiden besser entwickelt als anderswo; während $\langle 01\bar{1}2 \rangle = \langle 110 \rangle$, eine der sonst gewöhnlichsten Formen, selten ist, können hier $\langle 8 \cdot 4 \cdot \bar{1}2 \cdot 3 \rangle = \langle 23 \cdot \bar{1} \cdot \bar{1}3 \rangle$ und $\langle 14 \cdot 7 \cdot \bar{2}1 \cdot 4 \rangle = \langle 13 \cdot \bar{1} \cdot \bar{8} \rangle$ habitusbestimmend werden, und die sonst seltene Form $\langle 01\bar{1}1 \rangle = \langle 22\bar{1} \rangle$ ist oft sehr gut ausgebildet. In reinen Kalksteinen und Mergeln zeigen andererseits die Calcite meist einfache Formen, wobei $\langle 10\bar{1}1 \rangle = \langle 100 \rangle$ und $\langle 02\bar{2}1 \rangle = \langle 11\bar{1} \rangle$ am häufigsten zu sein pflegen. Ihnen schließen sich an $\langle 40\bar{4}1 \rangle = \langle 3\bar{1}\bar{1} \rangle$ und $\langle 21\bar{3}1 \rangle = \langle 20\bar{1} \rangle$. In den von *Sansoni* untersuchten 359 verschiedenen Kombinationen von Calcit auf Andreasberger Erzgängen tritt am häufigsten $\langle 10\bar{1}0 \rangle = \langle 2\bar{1}\bar{1} \rangle$ auf, dann folgen in der Reihenfolge der Persistenz c, e, M, f, a, r, y, v, ρ, h. Von den 120 sekundären Formen sind 32,5% positive Skalenoeder und 31% negative Skalenoeder der Zonen [100]. Die persistenten Formen sind so kombiniert, daß am häufigsten c, e, M, r, h mit dem hexagonalen Prisma erster Stellung, die Skalenoeder aber mit M auftreten. Neben r und v tritt die Basis zurück. Die Freiburger Erzgänge enthalten vorwiegend Kombinationen $\langle 01\bar{1}2 \rangle \cdot \langle 10\bar{1}0 \rangle = \langle 110 \rangle \cdot \langle 2\bar{1}\bar{1} \rangle$. Die acht persistentesten Formen sind hier e, m, c, r, f, y, λ, v. Mit einiger Übung lassen sich für gewisse Paragenesen charakteristische Entwicklungen merken; noch ist jedoch dieses interessante Gebiet kristallographisch-chemischer Forschung systematisch wenig erforscht.

Gute Ätzfiguren mit Säuren liefern insbesondere die Flächen der Form $\langle 02\bar{2}1 \rangle = \langle 11\bar{1} \rangle$, dann die von $\langle 10\bar{1}1 \rangle = \langle 100 \rangle$, $\langle 11\bar{2}0 \rangle = \langle 10\bar{1} \rangle$, $\langle 0001 \rangle = \langle 111 \rangle$, $\langle 01\bar{1}2 \rangle = \langle 110 \rangle$. Es sind das die deformierten Oktaeder-, Dodekaeder- und Würfelflächen. An Stelle dieser Flächen entstehen bei kugeligter Gestalt des Ausgangskörpers bei weiterem Anätzen Ecken; der Endkörper nähert sich einem spitzen Rhomboeder mit $\langle 02\bar{2}1 \rangle$ als Ecken. Er ist nach der Basis oft abgeplattet.

Chemische Verhältnisse: Über Polymorphie siehe „Allgemeine Mineralogie“, Seite 528f.

Der Dissoziationsdruck p des Gleichgewichtes $\text{CaCO}_3 \rightleftharpoons \text{CaO} + \text{CO}_2$ ist, wie folgt, von der Temperatur abhängig.

t in C°	500	550	600	650	700	750	800	850	900	950
p in mm	0,073	0,41	1,84	6,90	22,2	63,2	167	372	963	1577
t in C°	1000	1050	1100	1150	1200	1240				
p in mm	2942	5196	8739	13750	21797	30149				

Bei 1240° liegt der eutektische Punkt des Systems $\text{CaCO}_3\text{—CaO}$.

Für die mit der Temperatur und dem Partialdruck von CO_2 veränderliche Löslichkeit des Calcites werden folgende Werte angegeben:

Löslichkeit des Calcites bei 16° C		Löslichkeit des Calcites bei einem CO_2 - Partialdruck von 0,00032 (d. h. unter ge- wöhnlichen atmosphärischen Bedingungen)	
Partialdruck von CO_2	g CaCO_3 in 100 g Lösung	Temperatur C°	g CaCO_3 in 100 g Lösung
0,0001	$4,4 \cdot 10^{-3}$	0	$8,1 \cdot 10^{-3}$
0,0002	$5,5 \cdot 10^{-3}$	5	$7,5 \cdot 10^{-3}$
0,00025	$5,9 \cdot 10^{-3}$	10	$7,0 \cdot 10^{-3}$
0,0003	$6,3 \cdot 10^{-3}$	15	$6,5 \cdot 10^{-3}$
0,00035	$6,6 \cdot 10^{-3}$	20	$6,0 \cdot 10^{-3}$
0,0004	$6,9 \cdot 10^{-3}$	25	$5,6 \cdot 10^{-3}$
0,0005	$7,5 \cdot 10^{-3}$	30	$5,2 \cdot 10^{-3}$



Fig. 26. Bild eines Marmordünnschliffes. 40-fache Vergrößerung. Wegen der gekreuzten Nikols zeigen die einzelnen Körner verschiedene Helligkeit, je nach Orientierung und Lage der Auslöschungsrichtungen. Die Zwillingslamellen nach $\langle 01\bar{1}2 \rangle$ treten besonders schön am großen, auf Dunkel gestellten Individuum hervor: zwei Systeme heller, sich durchkreuzender Linien.

Von oder nach Calcit sind sehr viele Pseudomorphosen bekannt. Verdrängt wird Calcit besonders durch Quarz, Chalcedon, oxydische und sulfidische Erze, Silikate, andere Karbonate, Sulfate usw.

Calcit bildet sich liquidmagmatisch unter Druck in SiO_2 -armen Magmen, ferner in den letzten Stadien pneumatolytischer Genesis. Er ist ein wichtiger Begleiter apomagmatischer Erzlagerstätten. Chemische oder organogen chemische sedimentäre Bildung liefert Kalktuff und Kalksteine. Diese können durch Metamorphosen in Marmore (Fig. 26) umgewandelt werden. Als Verkittungs-, Fossilisations- und Kluftmineral hat Calcit eine weite Verbreitung.

Dolomit $\text{CaMg}[\text{CO}_3]_2$. Rhomboedrisch paramorph

Spezielle Kennzeichen: Die Kristalle sind sehr häufig nur durchscheinend, doch auch farblos wasserklar. Öfters gelblich oder sogar schwarz (Hall, Tirol; Terruel, Spanien) gefärbt. Die Härte ist etwas größer als bei Calcit, im Mittel $3\frac{1}{2}$ —4. Das spezifische Gewicht liegt zwischen 2,8 und 2,95. Mit verdünnter HCl löst sich Dolomit erst in der Wärme völlig und rasch auf. Glanz, Spaltbarkeit und Bruch wie bei Calcit.

Im Vergleich zu Calcit besitzt der Dolomit größere Lichtbrechung und Doppelbrechung (siehe Seite 77). Die Dispersion mit λ ist indessen eine ganz ähnliche. Die Doppelbrechung $\omega - \varepsilon$ und damit das Verhältnis $\frac{\omega}{\varepsilon}$ wächst mit abnehmender Wellenlänge. Ein kleiner Eisengehalt erhöht die Brechungsindizes schon merklich.

Spezielle Morphologie: Dolomit ist rhomboedrisch paramorph (hexagonal tetart. II. Art). Diese niedrigere Symmetrieklasse ist außer an den Ätzfiguren oft an der Streifung auf dem Einheitsrhomboeder erkenntlich, indem in der üblichen Aufstellung nach rechts hin eine horizontale Streifung bogenförmig abbiegt, während sie nach links hin scharf geknickt in eine Streifung parallel der (rhomboedrisch formulierten) Zone $[031]$ übergeht. Die Anordnung der Flächen in letztgenannter Zone ist überhaupt sehr oft typisch rhomboedrisch paramorph. Die wichtigsten Wachstumsformen sind:

$$\begin{array}{ll} \langle 10\bar{1}1 \rangle = \langle 100 \rangle & \langle 11\bar{2}0 \rangle = \langle 10\bar{1} \rangle \\ \langle 40\bar{4}1 \rangle = \langle 3\bar{1}1 \rangle & \langle 21\bar{3}1 \rangle = \langle 20\bar{1} \rangle \\ \langle 0001 \rangle = \langle 111 \rangle & \langle 32\bar{5}1 \rangle = \langle 30\bar{2} \rangle \\ \langle 01\bar{1}2 \rangle = \langle 110 \rangle & \langle 8\bar{4}49 \rangle = \langle 7\bar{1}3 \rangle \\ & \langle 8 \cdot 4 \cdot \bar{1}2 \cdot 1 \rangle = \langle 7\bar{1}\bar{5} \rangle \end{array}$$

ferner:

$$\begin{array}{l} \langle 02\bar{2}1 \rangle = \langle 11\bar{1} \rangle \\ \langle 04\bar{4}5 \rangle = \langle 3\bar{3}1 \rangle \end{array}$$

Sehr selten ist im Gegensatz zu Calcit das Prisma erster Stellung

$$\langle 10\bar{1}0 \rangle = \langle 11\bar{2} \rangle.$$

Die Zonen $[011]$, $[001]$, $[01\bar{1}]$ und $[031]$ rhomboedrischer Symbolisierung sind oft reich an Vizinalen. Gut entwickelt ist öfters die Zone der positiven und negativen Rhomboeder erster Stellung, d. h. $[011]$.

Es treten hier besonders die Rhomboeder hervor, die in der rhomboedrischen Symbolisierung lauter ungerade Indizes, in der auf hexagonales Achsenkreuz bezogenen Bezeichnung gerades h und ungerades l haben. So wurden beispielsweise an Dolomiten aus dem Binnental neben anderen folgende Formen dieser Zone konstatiert.

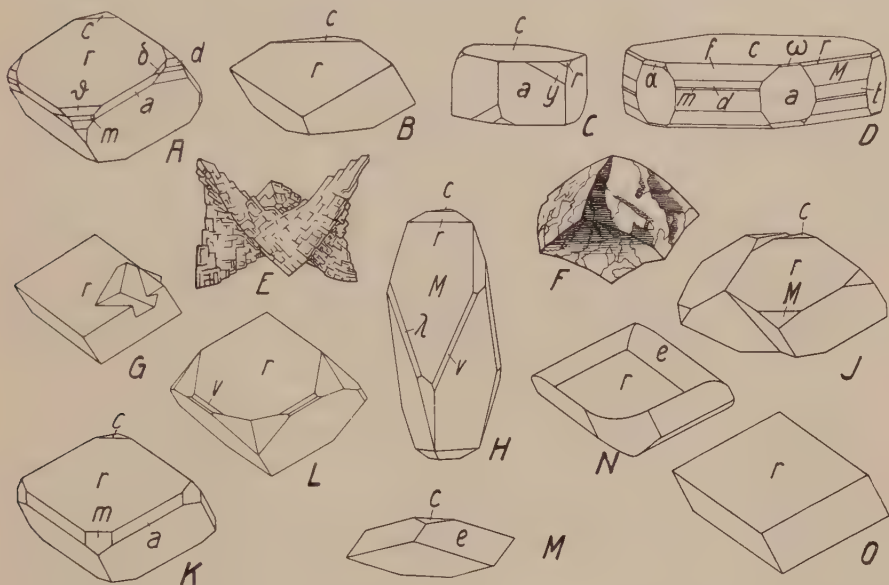


Fig. 27. Dolomit (A–J), Magnesit (K, L), Siderit (M–O). $a \langle 11\bar{2}0 \rangle = \langle 101 \rangle$, $m \langle 10\bar{1}0 \rangle = \langle 2\bar{1}1 \rangle$, $c \langle 0001 \rangle = \langle 111 \rangle$, $r \langle 10\bar{1}1 \rangle = 100$, $\vartheta \langle 30\bar{3}1 \rangle = \langle 7\bar{2}2 \rangle$, $M \langle 4041 \rangle = \langle 3\bar{1}1 \rangle$, $t \langle 16 \cdot 0 \cdot 16 \cdot 1 \rangle = \langle 11 \cdot 5 \cdot 5 \rangle$, $f \langle 0221 \rangle = \langle 11\bar{1} \rangle$, $d \langle 08\bar{8}1 \rangle = \langle 335 \rangle$, $\omega \langle 3361 \rangle = \langle 10 \cdot 1 \cdot 8 \rangle$, $\delta \langle 8 \cdot 8 \cdot 16 \cdot 3 \rangle = \langle 917 \rangle$, $v \langle 21\bar{3}1 \rangle = \langle 201 \rangle$, $y \langle 52\bar{3}1 \rangle = \langle 320 \rangle$, $\lambda \langle 4\bar{1}32 \rangle = \langle 310 \rangle$. Die paramorph-hemiedrische Symmetrie des Dolomit ist an den Figuren A (Beaume), C (gegenüber der üblichen Aufstellung um 60° nach rechts gedreht), H (Hall, Tirol) schön ersichtlich. Häufiger sind jedoch einfachere Kombinationen wie B und J (z. B. Binnental, hier auch Drillinge). Schlicht rhomboedrisch ist G (Durchwachsungszwilling). Das Vorherrschen der Basis zeigt D (Gebroulaz, Savoyen, Stellung wie bei C). Im übrigen sind sattelförmige und hahnenkammartige Gebilde (E, F) für Dolomit typisch und werden bedingt durch subparallele Verwachsung zahlreicher Einzelrhomboederchen (z. B. Simplontunnel). — Neben dem rhomboedrischen Habitus des Magnesit (K, Schottland; L, Disentis, mit Skalenoedern) wäre auch der hexagonal-säulige zu nennen von der Kombination $\langle 11\bar{2}0 \rangle \cdot \langle 0001 \rangle$ (besonders schön aus dem Simplontunnel). — Siderit ist durch Kantenabrundung (N, England) mehr oder weniger linsenförmig. Verstärkt wird dieser Eindruck dadurch, daß solche gerundete Einzelkriställchen in paralleler Verwachsung zu einem größeren Gebilde zusammen-treten (z. B. Lukmanierschlucht, Disentis). Das flache negative Rhomboeder des Siderit zeigt M (Ivigtut), das Spaltrhomboeder O.

$$\begin{array}{ll}
 \langle 4 \cdot 0 \cdot \bar{4} \cdot 19 \rangle = \langle 955 \rangle & \langle 40\bar{4}5 \rangle = \langle 13 \cdot 1 \cdot 1 \rangle \\
 \langle 20\bar{2}5 \rangle = \langle 311 \rangle & \langle 16 \cdot 0 \cdot 16 \cdot 1 \rangle = \langle 11 \cdot \bar{5} \cdot \bar{5} \rangle \\
 \langle 40\bar{4}7 \rangle = \langle 511 \rangle & \langle 0445 \rangle = \langle 3 \cdot 3 \cdot \bar{1} \rangle \\
 \langle 8 \cdot 0 \cdot 8 \cdot 11 \rangle = \langle 911 \rangle & \langle 0881 \rangle = \langle 3 \cdot 3 \cdot \bar{5} \rangle
 \end{array}$$

Das gleiche Vorkommnis zeigt eine sehr gute Entwicklung der Zonen [031].

Die Rhomboederkantenzone ist im allgemeinen nur spärlich entwickelt. Es sind also zweifellos morphologische Unterschiede gegenüber Calcit vorhanden, die sich vielleicht durch nähere statistisch-morphologische Untersuchungen mit der besonderen Dolomitstruktur (R regelmäßig abwechselnd durch Mg und Ca ersetzt, siehe Seite 80) in Beziehung bringen lassen. (Hervortreten von $[1\bar{1}0]$, $[110]$ und $[130]$). Der Habitus ist oft normalrhomboedrisch nach dem Spaltrhomboeder (z. B. Fig. 27, A und B) oder spitzrhomboedrisch nach $\langle 40\bar{4}1 \rangle = \langle 3\bar{1}\bar{1} \rangle$ (Fig. 27, H). Die „Rhomboederflächen“ sind nicht selten infolge Aggregatbildung sattelförmig gekrümmt (Fig. 27, E u. F). Bei kurzsäuligem Habitus ist $\langle 11\bar{2}0 \rangle = \langle 10\bar{1} \rangle$ Kombinationsträger (Fig. 27, C).

Von ganz besonderem Interesse sind die reichlichen Zwillingbildungen, die oft erst durch Anätzung äußerlich einheitlicher Individuen erkannt werden können.

Nach $\langle 11\bar{2}0 \rangle = \langle 10\bar{1} \rangle$ finden sich Ergänzungszwillinge von scheinbar holodrischem Charakter. Auch die Flächen des Prismas erster Stellung $\langle 10\bar{1}0 \rangle = \langle 2\bar{1}\bar{1} \rangle$ sind als Zwillingsebenen wirksam (Fig. 27, J), oft so, daß kaum ein Individuum einer Lagerstätte von Verwachsungen dieser Art frei ist. Seltener sind Zwillinge nach Rhomboederflächen wie $\langle 10\bar{1}\bar{1} \rangle = \langle 100 \rangle$. Die Druckzwillingbildung konnte bis jetzt noch nicht künstlich erzeugt werden. Hingegen translatiert Dolomit nach der Basis.

Chemische Verhältnisse und Entstehung: Dolomit zersetzt sich unter gewöhnlichem Druck bei bedeutend niedrigerer Temperatur als Calcit, indem zuerst $\text{MgO} + \text{CO}_2 + \text{CaCO}_3$ entsteht. Nach Tastversuchen scheint bei der Temperatur von 550°C ein Dissoziationsdruck von ca. 50 Atmosphären vorhanden zu sein. Bei 650° übersteigt der Dissoziationsdruck wohl bereits 100 Atmosphären.

Währenddem Siderit, Smithsonit, Quarz, Chalcedon, sulfidische und oxydische Erze und Mg-Silikate den Dolomit häufig verdrängen, mag ein großer Teil des chemisch sedimentären Dolomites durch Verdrängung und Metasomatose des Calcites entstanden sein. Auch auf apomagmatischen Erzlagerstätten tritt das Mineral (selbständig gebildet oder in Pseudomorphosen nach Calcit, Baryt oder Fluorit) auf.

Magnesit (Giobertit) MgCO_3 . Rhomboedrisch holloedrisch

Spezielle Kennzeichen: Farbloses, schneeweißes, gelbes bis graubraunes oder schwärzliches Mineral, häufig dicht, weiß bis gelblich, besonders als Zersetzungsprodukt Mg-haltiger Silikate. Härte 4 und darüber, wenn nicht erdig aggregiert. Spezifisches Gewicht 2,9—3,1. Spaltbarkeit und Bruch sind wie bei Calcit; die übrigen Eigenschaften und Konstanten siehe Seite 77f.

Spezielle Morphologie: Meist tritt nur $\langle 10\bar{1}1 \rangle = \langle 100 \rangle$ auf. Daneben sind auch beide hexagonale Prismen, die Basis und einzelne Skalenoeder und Rhomboeder beobachtet worden (vergl. Fig. 26, K und L). Knollige, nieriige bis erdige Aggregate sind häufig. Die Dissoziation erfolgt bei ähnlichen Temperaturen und Drucken wie bei Dolomit. Eine Translation nach der Basis ist wie bei Dolomit wahrnehmbar.

Vorkommen: Magnesit findet sich besonders in epimetamorphen Bildungen und in Verwitterungslagerstätten Mg-reicher Gesteine, mit Talk, Aktinolith, Serpentin, Olivin, Chlorit, Sericit, anderen Karbonaten, oft begleitet von Opal usw. Dabei ist er häufig eisenhaltig (Breunerit).

Siderit (Spateisenstein) FeCO_3 . Rhomboedrisch holloedrisch

Spezielle Kennzeichen: Meist ist das Mineral nicht klar durchsichtig. Die Farbe ist vorwiegend gelb, grau bis braun. Häufig ist auch Verwitterung in Limonit wahrnehmbar. Härte $3\frac{1}{2}$ — $4\frac{1}{2}$. Spezifisches Gewicht 3,7—4. Spaltbar wie Calcit. Lichtbrechung usw. siehe Seite 77f.

Spezielle Morphologie: Meist tritt auch hier nur $\langle 10\bar{1}1 \rangle = \langle 100 \rangle$ mit oft sattelförmig gekrümmten Flächen oder in linsiger Form auf (Fig. 26, N, O). Sonst trifft man am ehesten noch, neben beiden Prismen, das Skalenoeder $\langle 21\bar{3}1 \rangle = \langle 20\bar{1} \rangle$, sowie die Rhomboeder $\langle 02\bar{2}1 \rangle$, $\langle 01\bar{1}2 \rangle$ (Fig. 26, M, N) und $\langle 40\bar{4}1 \rangle$, d. h. in rhomboedrischer Schreibweise $\langle 11\bar{1} \rangle$, $\langle 110 \rangle$ und $\langle 3\bar{1}1 \rangle$.

Polysynthetische Zwillingsbildung nach $\langle 01\bar{1}2 \rangle = \langle 110 \rangle$ ist etwa vorhanden und deutet auf die Möglichkeit der Druckzwillingsbildung hin.

Vorkommen: Siderit ist häufig pseudomorph nach anderen Mineralien, z. B. Calcit, Aragonit, Dolomit, Baryt, Fluorit, Bismutin und wird meistens in Limonit, seltener in Hämatit umgewandelt. Siderit findet sich in pegmatitähnlichen Bildungen z. B. mit Kryolith, ferner auf apomagmatischen, hydrothermalen Erzgängen. Er bildet ausgedehnte, metasomatisch entstandene Erzlager und ist in dichter Form in Sedimenten zu finden, wo er auch mit toniger Substanz verunreinigte Konkretionen (toniger Sphärosiderit) bildet. Ein Teil der Sumpferze ist siderithaltig.

Rhodochrosit (Dialogit) MnCO_3 . Rhomboedrisch holloedrisch

Spezielle Kennzeichen: Oft ist Rhodochrosit schön rosenrot bis himbeerrot gefärbt (Himbeerspat). Manchmal bildet er kugelige bis traubige Aggregate. Spezifisches Gewicht etwa 3,5. Härte $3\frac{1}{2}$ — $4\frac{1}{2}$. Spaltbarkeit wie Calcit. Physikalische Konstanten siehe Seite 77 f.

Spezielle Morphologie und Vorkommen: Die Flächen von $\langle 10\bar{1}1 \rangle = \langle 100 \rangle$ sind oft gewölbt. Im übrigen ist eine ähnliche Formentwicklung wie bei Siderit zu konstatieren. Manganspat findet sich auf apomagmatischen Erzlagerstätten mit Manganerzen, Zinkblende, Galenit usw. Mn-haltige Calcite zeigen manchmal bereits die Rosafärbung.

Smithsonit ZnCO_3 . Rhomboedrisch holloedrisch

Spezielle Kennzeichen: Das weiße, gelbe, blaßgrüne, braune, meist nicht klar durchsichtige Mineral ist selten deutlich kristallisiert und zeigt dann oft nur kleine, gerundete Rhomboeder. Häufiger ist es dicht, nierig, stalaktitisch oder zellig ausgebildet und hat unebenen Bruch. Höhere Härte (5) und hohes spezifisches Gewicht (4,1—4,5) charakterisieren Smithsonit.

Spezielle Morphologie und Vorkommen: Die seltenen Kristalle weisen so ziemlich die gleichen Formen auf wie Siderit. Pseudomorphosen nach Calcit (auch Versteinerungen!), Dolomit usw. sind häufig. Zinkspat bildet sich besonders in der Oxydationszone aus Zinkblende und ist daher mit primären Erz- und sekundären Verwitterungsmineralien vergesellschaftet.

In morphologischer Hinsicht dürfen auch der Natronsalpeter und die Rotgiltigerze zur Calcitgruppe gerechnet werden.

Natronsalpeter (Chilesalpeter) $[\text{NO}_3]\text{Na}$. Rhomboedrisch holloedrisch

Spezielle Kennzeichen: Natronsalpeter ist weiß durchscheinend, auch rötlich, braun, grau oder gelblich gefärbt. Er bildet meist nur Inkrustationen ohne schöne Kristallformen. Seine Härte ist 2 oder niedriger. Spezifisches Gewicht 2,24—2,29 (2,27). Das Mineral hat salzigen Geschmack. Es ist optisch einachsigt negativ mit $\omega = 1,5874$, $\varepsilon = 1,3361$ für Natriumlicht. Die Spaltbarkeit erfolgt, wie bei Calcit, nach einem Rhomboeder, dessen Polantenwinkel $73^\circ 30'$ beträgt. Dieses Rhomboeder wird zum Einheitsrhomboeder gewählt. Auch Druckzwillingsbildungen kommen vor, ähnlich wie bei Calcit. Die Struktur ist gleichfalls analog derjenigen der Karbonate mit Na statt R^{II} und NO_3 statt CO_3 .

Spezifische Wärme:

t	— 135°	— 37°	29°	41—98°
c	0,1641	0,2321	0,2608	0,2782.

Kubischer Ausdehnungskoeffizient = 0,0128 bei 82°, Schmelzpunkt = 308°, die Löslichkeit in Wasser beträgt bei 20° 46,8, bei 60° schon 55,5 g Substanz in 100 g Lösung.

Spezielle Morphologie und Vorkommen: $a:c = 1:0,8276$ (*Brooke*).

Winkel α zwischen den Kanten des Einheitsrhomboeders = 102° 47'.

Künstlich bilden sich meist nur das Einheitsrhomboeder und die Basis aus. Die Kristalle zeigen Parallelverwachsungen mit Calcit und Dolomit, sie verwachsen aber auch regelmäßig mit Aragonit.

Natronsalpeter ist eine chemisch sedimentäre Bildung. Begleiter: Steinsalz, Glaubersalz, Bittersalz, Gips, tonige Substanzen, Sande.

Rotgiltigerze $[R^{III}S_3]Ag_3$. Rhomboedrisch hemimorph

$R^{III} = As$: Proustit oder liches Rotgiltigerz; $R^{III} = Sb$: Pyrargyrit oder dunkles Rotgiltigerz.

Allgemeine Kennzeichen und physikalische Eigenschaften: Die Rotgiltigerze sind durchscheinend bis durchsichtig mit Halbmetail- bis Diamantglanz. Wie schon der Name besagt, sind sie rot gefärbt, auch der Strich ist rötlich. Härte $2-2\frac{1}{2}$ für Proustit, $2-3$ für Pyrargyrit.

Optisch einachsig negativ

	ω_{Li}	ε_{Li}	$(\omega - \varepsilon)_{Li}$	Spez. Gewicht
Proustit	2,979	2,711	0,268	5,57
Pyrargyrit	3,084	2,881	0,203	5,85

Spaltbarkeit ist nach einem Rhomboeder wahrnehmbar, das dem Spaltrhomboeder der Calcitgruppe sehr ähnlich ist und gleichfalls die Einheitsfläche liefert. Außerdem spalt- oder teilbar nach $\langle 011\bar{2} \rangle = \langle 110 \rangle$.

Über weitere physikalische Daten orientiert die nachstehende Tabelle.

	Spez. Wärme 10°—100°	Spezifisches Gewicht	Linearer Ausdehnungs- koeffizient bei 40°		Schmelzpunkt des künstlichen Minerals
			$\perp c$	$\parallel c$	
Proustit	0,0807	5,55—5,64	—	—	490°
Pyrargyrit	0,0755	5,77—5,86	$0,2012 \cdot 10^{-4}$	$0,91 \cdot 10^{-6}$	483°

Für chalkographische Untersuchungen sind die Rotgiltigerze nicht besonders dankbare Objekte. Das Reflexionsvermögen ist nicht sehr gut, die Reflexionsfarbe bläulichweiß.

Allgemeine Morphologie: Die Rotgiltigerze sind rhomboedrisch hemimorph.

	a : c	Winkel (10 $\bar{1}1$)/($\bar{1}101$)	Winkel (01 $\bar{1}2$)/($\bar{1}012$)	Winkel (0001)/($10\bar{1}1$)
Proustit	1 : 0,8039 (Miers)	72° 12'	42° 46'	42° 52'
Pyrargyrit	1 : 0,7892 (Miers)	71° 22'	42° 5'	42° 20 $\frac{1}{2}$ '

Wiederum erscheint es zweckmäßig, die Flächen und Formen nicht nur hexagonal, sondern auch rhomboedrisch zu symbolisieren und zwar bezogen auf die Kanten von $\langle 10\bar{1}1 \rangle$ als Koordinatenachsen. Die hemimorphe Entwicklung ist an der nicht selten trigonalen Ausbildung von $\langle 10\bar{1}0 \rangle = \langle 2\bar{1}1 \rangle$ und bei Pyrargyrit an den oft verschiedenen Endflächen doppelseitig ausgebildeter Kristalle erkennbar (vergl. Fig. 28, H, J, K, L, N, O). Im übrigen ähnelt der Habitus sehr häufig dem des Calcites (vergl. etwa Fig. 28, B, E, G, M).

Die beiden Rotgiltigerzen gemeinsamen Formen sind:

$$\begin{array}{lll}
 \langle 10\bar{1}4 \rangle = \langle 211 \rangle & \langle 21\bar{3}0 \rangle = \langle 5\bar{1}4 \rangle & \langle 31\bar{4}5 \rangle = \langle 410 \rangle \\
 \langle 10\bar{1}1 \rangle = \langle 100 \rangle & \langle 11\bar{2}0 \rangle = \langle 10\bar{1} \rangle & \langle 5382 \rangle = \langle 503 \rangle \\
 \langle 01\bar{1}2 \rangle = \langle 110 \rangle & \langle 11\bar{2}3 \rangle = \langle 210 \rangle & \langle 12\bar{3}2 \rangle = \langle 2\bar{1}1 \rangle \\
 \langle 02\bar{2}1 \rangle = \langle 11\bar{1} \rangle & \langle 21\bar{3}4 \rangle = \langle 310 \rangle & \langle 32\bar{5}1 \rangle = \langle 302 \rangle \\
 \langle 10\bar{1}0 \rangle = \langle 2\bar{1}1 \rangle & \langle 21\bar{3}1 \rangle = \langle 20\bar{1} \rangle & \langle 15\bar{6}2 \rangle = \langle 323 \rangle \\
 \langle 9 \cdot 5 \cdot \bar{1}4 \cdot 4 \rangle = \langle 905 \rangle & & \langle 41\bar{5}0 \rangle = \langle 3\bar{1}2 \rangle \\
 \langle 19 \cdot 13 \cdot \bar{3}2 \cdot 6 \rangle = \langle 19 \cdot 0 \cdot \bar{1}3 \rangle & & \langle 0001 \rangle = \langle 111 \rangle
 \end{array}$$

Die fettgedruckten sind zugleich häufige Formen. Im übrigen ist Pyrargyrit im allgemeinen viel flächenreicher als Proustit.

Zwillingsbildungen, auch polysynthetischer und zyklischer Art (Fig. 28, Q und R), sind häufig. Beide Rotgiltigerze weisen u. a. Zwillinge nach folgenden Gesetzen auf.

1. Zwillinge nach $\langle 10\bar{1}4 \rangle = \langle 211 \rangle$ (Fig. 28, S) oft zyklisch (mit oder ohne Zentralindividuum) mit unregelmäßiger Verwachsung und kleinen Abweichungen von der Normallage. Vielleicht zum Teil auch Druckzwillingsbildung.
2. Zwillinge nach $\langle 10\bar{1}1 \rangle = \langle 100 \rangle$. Diese sind beim Proustit besonders häufig.
3. Zwillinge nach $\langle 0001 \rangle = \langle 111 \rangle$, weniger häufig. Gewöhnliche Ergänzungszwillinge.
4. Zwillinge nach $\langle 01\bar{1}2 \rangle = \langle 110 \rangle$ (Fig. 28, Q und R).

Am Pyrargyrit, vermutlich aber auch am Proustit, treten außerdem häufig auf:

5. Zwillinge nach den a-Achsen, d. h. rhomboedrisch $[10\bar{1}]$, die die hexagonale Hemiedrie II. Art zu ergänzen suchen.

Struktur: Es ist nicht unwahrscheinlich, daß die Struktur der Rotgiltigerze prinzipiell derjenigen des Calcites gleicht, denn ersetzt man in dieser Struktur Ca durch Ag_3 (trigyrisch) und gleichzeitig CO_3 durch SbS_3 oder AsS_3 , so resultiert rhomboedrisch hemimorphe Symmetrie. Ca nimmt ja die Stelle der Symmetriezentren ein; diese gehen aber verloren, wenn sie mit dem Schwerpunkt einer rein trigyrischen Anordnung zusammenfallen. Naturgemäß fallen jetzt gewisse Lagebedingungen für die Ag- und S-Atome weg, so daß Deformationen möglich sind.

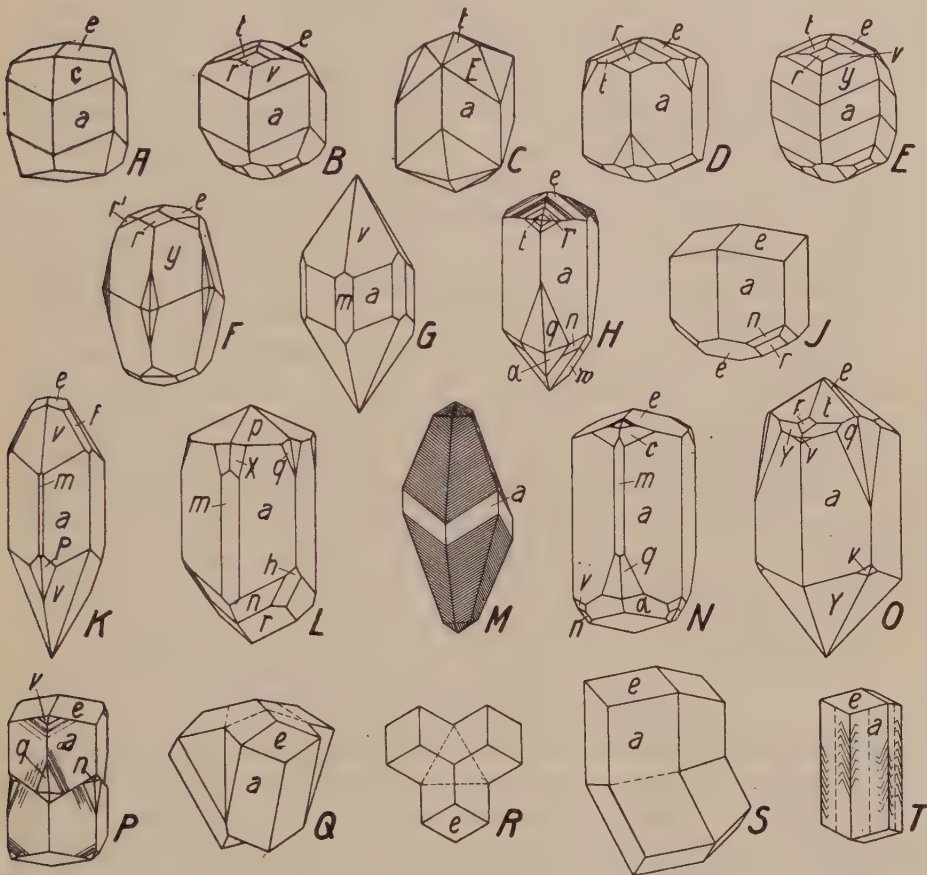


Fig. 28. Rotgiltigerz. $a\langle 11\bar{2}0\rangle = \langle 10\bar{1}\rangle$, $m\langle 10\bar{1}0\rangle = \langle 2\bar{1}\bar{1}\rangle$, $r\langle 10\bar{1}1\rangle = \langle 100\rangle$, $h\langle 30\bar{3}2\rangle = \langle 8\bar{1}\bar{1}\rangle$, $e\langle 01\bar{1}2\rangle = \langle 110\rangle$, $r'\langle 01\bar{1}1\rangle = \langle 221\rangle$, $f\langle 02\bar{2}1\rangle = \langle 11\bar{1}\rangle$, $p\langle 11\bar{2}3\rangle = \langle 210\rangle$, $\Gamma\langle 3257\rangle = \langle 520\rangle$, $t\langle 21\bar{3}4\rangle = \langle 310\rangle$, $w\langle 5164\rangle = \langle 501\rangle$, $n\langle 41\bar{5}3\rangle = \langle 401\rangle$, $v\langle 21\bar{3}1\rangle = \langle 201\rangle$, $y\langle 32\bar{5}1\rangle = \langle 302\rangle$, $c\langle 4371\rangle = \langle 403\rangle$, $Y\langle 7\cdot 4\cdot 11\cdot 6\rangle = \langle 81\bar{3}\rangle$, $X\langle 11\cdot 1\cdot 12\cdot 1\rangle = \langle 8\bar{3}4\rangle$, $E\langle 1341\rangle = \langle 212\rangle$, $q\langle 1671\rangle = \langle 324\rangle$, $\alpha\langle 2573\rangle = \langle 423\rangle$, $P\langle 1562\rangle = \langle 323\rangle$. Einige dieser Figuren zeigen eine auffallende Ähnlichkeit mit Calcitbildern, z. B. B (Freiberg), E (Andreasberg), G (Sachsen), M (Sarrabus). Ohne Anzeichen von Hemimorphie sind ferner A (Freiberg), C, D, F (alle drei Andreasberg). Die Hemimorphie dagegen lassen deutlich erkennen: H, J, L (alle Andreasberg), K (Markirch), N (Guanojuato), O (Freiberg). P (Andreasberg) und T sind Zwillinge, deren beide Individuen gegenseitig um $[101]$ gedreht erscheinen. Bei S (Freiberg) ist $(10\bar{1}4)$ Zwillingsfläche. Nach den drei Flächen von $(10\bar{1}4)$ des inneren Teiles spiegelbildlich sind die drei äußeren Kristalle von Q. R zeigt diese Anordnung von oben gesehen. Die punktierten Linien bedeuten Zwillingsnähte.

Chemische Verhältnisse: Viele natürliche Rotgiltigerze enthalten sowohl As wie Sb, doch überwiegt stets einer der Bestandteile. Künstlich sind Mischkristalle in allen Verhältnissen herstellbar. Über Polymorphie siehe „Allgemeine Mineralogie“, Seite 526.

Proustit $[\text{AsS}_3]\text{Ag}_3$. Rhomboedrisch hemimorph

Spezielle Kennzeichen: Proustit hat Diamantglanz und ist durchscheinend bis durchsichtig. Im rein reflektierten Licht erscheint er schwarz, im etwas durchfallenden Licht zinnoberrot bis cochenillrot. Er wird unter Lichteinfluß bald schwarz. Zerreibt man einen Splitter auf weißem Papier, so ist bei unverändertem Proustit deutlich morgenrote bis cochenillrote Strichfarbe erkenntlich. Veränderter Proustit gibt einen mehr braunschwarzen Strich. Die Reflexionsfarbe der Anschliffe ist wenig charakteristisch, bläulichweiß bis grau. Doch treten bei beiden Rotgiltigerzen häufig innere Reflexe von hellkarminroter, leuchtender Farbe auf. In durchsichtigen Schliffen ist Proustit pleochroitisch mit $\omega = \text{blutrot}$, $\varepsilon = \text{cochenillrot}$. Absorption $\omega > \varepsilon$ bei Na-Licht. Hie und da anomal zweiachsig. Härte $2-2\frac{1}{2}$. Bruch etwas splittrig. Spezifisches Gewicht 5,55—5,65.

Spezielle Morphologie: Das Mineral tritt derb oder in „skalenodrischen“ (ditrigonal pyramidalen), oft säuligen Kristallen und Kristallgruppen auf. Im allgemeinen ist es nicht so flächenreich wie Pyrargyrit. Die wichtigsten Formen sind:

$$\begin{aligned}\langle 21\bar{3}1 \rangle &= \langle 20\bar{1} \rangle; \langle 11\bar{2}0 \rangle = \langle 10\bar{1} \rangle; \langle 01\bar{1}2 \rangle = \langle 110 \rangle; \\ \langle 02\bar{2}1 \rangle &= \langle 11\bar{1} \rangle; \langle 10\bar{1}1 \rangle = \langle 100 \rangle; \langle 10\bar{1}0 \rangle = \langle 2\bar{1}\bar{1} \rangle; \\ \langle 35\bar{8}7 \rangle &= \langle 63\bar{2} \rangle; \langle 25\bar{7}3 \rangle = \langle 42\bar{3} \rangle.\end{aligned}$$

$\langle 02\bar{2}1 \rangle = \langle 11\bar{1} \rangle$ ist oft nach der Kombinationskante mit anderen negativen Rhomboedern gestreift, d. h. nach $[1\bar{1}0]$ in rhomboedrischer Symbolisierung. Vertikale Streifung ist hie und da auf Prismenflächen vorhanden; $\langle 21\bar{3}1 \rangle = \langle 20\bar{1} \rangle$ ist etwa nach den Kanten des Einheitsrhomboeders gestreift. Unter den Zonen sind, wie bei Calcit, die Zonen der Kanten des Einheitsrhomboeders die wichtigsten. Daneben treten hervor $[120]$ und eventuell $[032]$, nur relativ untergeordnet $[111]$ und $[110]$, bzw. $[1\bar{1}0]$.

Umwandlung und Vorkommen: Proustit ist nicht selten pseudomorph umgewandelt in andere Sulfosalze, Argentit, Pyrit, Markasit und bildet Pseudomorphosen nach Argentit, Silber, Smaltin usw. Oft findet er sich als sekundäres Produkt auf Ag-haltigen Erzgängen in besonderer Begleitung von Quarz, Calcit, Dolomit, Braunspat, Siderit, Fluorit, Baryt, Fahlerz, Arsen, Silber, Smaltin, Galenit, Chalkopyrit, Argentit, Pyrit, Markasit.

Pyrargyrit $[\text{SbS}_3]\text{Ag}_3$. Rhomboedrisch hemimorph

Spezielle Kennzeichen: Das halbmimetallisch bis metallisch glänzende Mineral ist meist nahezu undurchsichtig, mit schwarzer bis dunkelbleigrauer Farbe. An Kanten und Splintern wird es durchscheinend purpurrot mit Stich ins Bläuliche. Auf weißem Papier zerriebene Splitter ergeben cochenille- bis kirschrote Farbe des Striches. Härte 2—3. Bruch muschelrig. Spezifisches Gewicht 5,77—5,86. Pleochroismus schwach.

Spezielle Morphologie: Oft ist Pyrargyrit sehr flächenreich und deutlich rhomboedrisch hemimorph. Die wichtigsten konstatierten Formen sind (Formulierung für Holoedrie, da keine pyroelektr. Untersuchungen eindeutige Polbestimmungen ermöglichen):

$\langle 11\bar{2}0 \rangle = \langle 10\bar{1} \rangle$; $\langle 01\bar{1}2 \rangle = \langle 110 \rangle$; $\langle 16\bar{7}1 \rangle = \langle 32\bar{4} \rangle$; $\langle 10\bar{1}0 \rangle = \langle 2\bar{1}1 \rangle$; $\langle 21\bar{3}1 \rangle = \langle 20\bar{1} \rangle$; $\langle 21\bar{3}4 \rangle = \langle 310 \rangle$; $\langle 10\bar{1}1 \rangle = \langle 100 \rangle$; $\langle 11\bar{2}3 \rangle = \langle 210 \rangle$; $\langle 32\bar{5}1 \rangle = \langle 30\bar{2} \rangle$; $\langle 10\bar{1}4 \rangle = \langle 211 \rangle$; ferner $\langle 7 \cdot 4 \cdot \bar{1}1 \cdot 6 \rangle = \langle 81\bar{3} \rangle$; $\langle 11 \cdot 1 \cdot \bar{1}2 \cdot 1 \rangle = \langle 8\bar{3}4 \rangle$; $\langle 25\bar{7}3 \rangle = \langle 42\bar{3} \rangle$; $\langle 41\bar{5}6 \rangle = \langle 510 \rangle$; $\langle 23\bar{5}8 \rangle = \langle 530 \rangle$; $\langle 53\bar{8}2 \rangle = \langle 50\bar{3} \rangle$; $\langle 4 \cdot 15 \cdot 19 \cdot 4 \rangle = \langle 9 \cdot 5 \cdot 10 \rangle$; $\langle 1341 \rangle = \langle 21\bar{2} \rangle$; $\langle 05\bar{5}1 \rangle = \langle 22\bar{3} \rangle$; $\langle 41\bar{5}3 \rangle = \langle 40\bar{1} \rangle$.

Von diesen 20 typischen Formen gehören 11 den Zonen $[100]$ der Kanten des Einheitsrhomboeders an. Zu Zonen $[0\bar{2}1]$ und besonders $[021]$ sind davon 9 zu zählen. Zonen $[110]$ und $[\bar{1}10]$ parallel verlaufen die Flächen von 7 Formen. Der Zone der c-Achse $= [111]$ sind nur 2 typische Formen zugehörig, allerdings treten auch $\langle 21\bar{3}0 \rangle = \langle 51\bar{4} \rangle$ und $\langle 41\bar{5}0 \rangle = \langle 31\bar{2} \rangle$ nicht allzu selten auf. Relativ spärlich entwickelt sind die Zonen der hexagonalen Pyramiden zweiter Stellung.

Betrachtet man den Gesamtkomplex der Wachstumsformen von Pyrargyrit, so ergibt sich, daß die Hauptzonen sind (vergl. Fig. 29):

1. Die Zonen $[100]$; insbesondere in den Teilstücken zwischen (100) und (110) , sowie zwischen $(10\bar{1})$ und $(20\bar{1})$ häufen sich gut bestimmte Flächenlagen. Die Flächen dieser Zone sind zum Teil deutlich in der Zone gestreift, zuweilen ergeben sich gewölbte Zonenstücke. Für die dicht gedrängte Region zwischen $\langle 11\bar{2}3 \rangle = \langle 210 \rangle$ und $\langle 21\bar{3}4 \rangle = \langle 310 \rangle$ gilt, daß der Wert $h-k$ (rhomboedrisch) der Vizinalen häufig 7 oder ein Vielfaches von 7 ist; andererseits findet sich zwischen $\langle 32\bar{5}1 \rangle = \langle 30\bar{2} \rangle$ und $\langle 43\bar{7}1 \rangle = \langle 40\bar{3} \rangle$ eine Reihe von Flächen mit der Differenz $h-l$ (rhomboedrisch, l absolut genommen) $= 5$ oder $n \cdot 5$.

2. Die Zonen $[021]$. Eine erste Serie gestreifter Flächen liegt in rhomboedrischer Symbolisierung zwischen $\langle 11\bar{2} \rangle$ und $\langle 21\bar{2} \rangle$ mit $\langle 43\bar{6} \rangle$ als Hauptfläche. $\langle 11\bar{2} \rangle$, das „hexagonale“ Prisma selbst, ist nach dieser Zone gerne gestreift. Hie und da findet sich eine zweite Serie gestreifter Flächen zwischen (100) und $(13 \cdot 1 \cdot \bar{2})$, eine Reihe von Flächen folgt bis zu $\langle 51\bar{2} \rangle$.

3. Stücke der Zonen $[11\bar{3}]$ erscheinen im allgemeinen gewölbt, insbesondere zwischen $(13 \cdot 1 \cdot \bar{4})$ und $(21 \cdot 6 \cdot \bar{5})$.

Flächenreich sind auch Teile der Zonen $[110]$ und $[\bar{1}10]$, sowie von $[112]$, $[031]$ und $[012]$. In der Zone $[111]$ sind die Prismen nicht selten parallel c gestreift, auf $\langle 11\bar{2}0 \rangle = \langle 10\bar{1} \rangle$ findet sich aber auch hemimorphe Streifung nach $\langle 16\bar{7}1 \rangle = \langle 32\bar{4} \rangle$.

Wenn $(0001) = (111)$ auftritt, ist es meist drusig und rauh.

Der Habitus der Pyrargyritkristalle ist in der Hauptsache hexagonal oder trigonal prismatisch nach $\langle 11\bar{2}0 \rangle = \langle 101 \rangle$ mit flachtripyramidalen oder steilerditripyramidalen Begrenzungen. Skalenoedrische Ausbildungen scheinen etwas seltener als bei

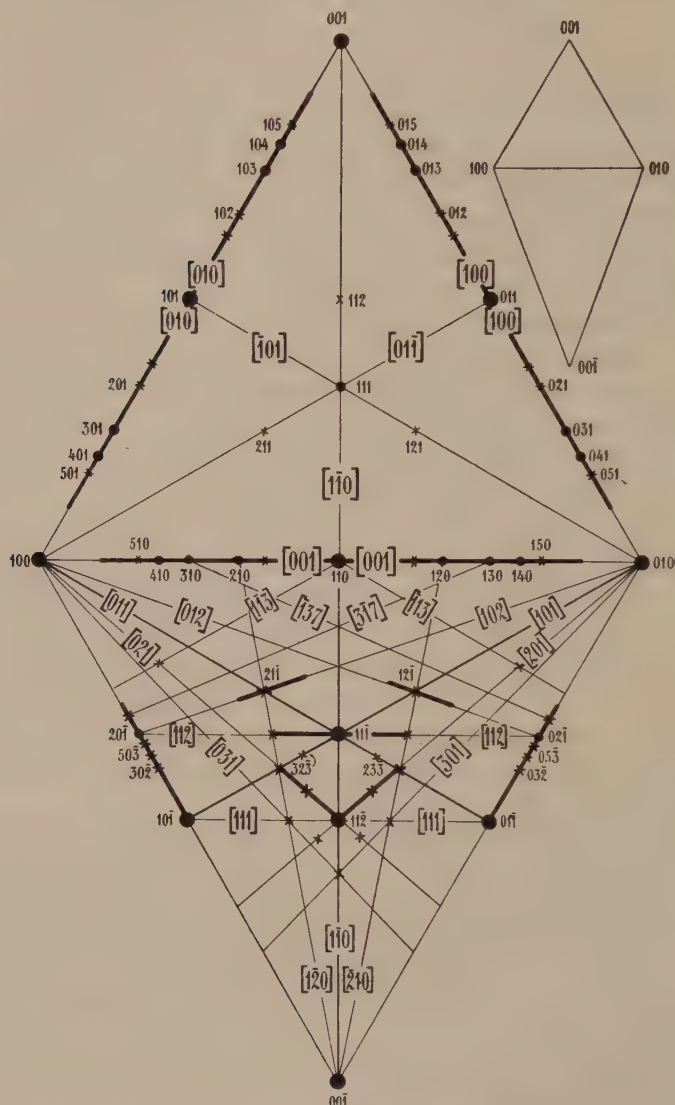


Fig. 29. Schematische Dreiecksprojektion wichtigster Zonen und Flächen von Rotgiltigerz. Zonenstücke mit vielen Vizinalen sind durch kräftige Linien bezeichnet.

Proustit zu sein. Am einen Ende der prismatischen Gestalten finden sich besonders die Formen: $\langle 1011 \rangle = \langle 100 \rangle$, $\langle 21\bar{3}1 \rangle = \langle 201 \rangle$, $\langle 01\bar{1}2 \rangle = \langle 110 \rangle$, mit guter Entwicklung der Zonen $[100]$, $[11\bar{3}]$ usw. Das andere Ende ist dann eher charakterisiert durch $\langle 4\bar{1}5\bar{3} \rangle = \langle 401 \rangle$ statt $\langle 10\bar{1}2 \rangle = \langle 01\bar{1} \rangle$, während $\langle 10\bar{1}1 \rangle$ und $\langle 2\bar{1}3\bar{1} \rangle$ auch hier auftreten. $\langle 16\bar{7}1 \rangle = \langle 324 \rangle$ und $\langle 25\bar{7}3 \rangle = \langle 423 \rangle$ sind weitere „untere“ Formen. Streifung

zwischen $\langle 11\bar{2}0 \rangle$ und $\langle \bar{1}67\bar{1} \rangle$ hie und da vorhanden. Über die so häufigen Zwillingsbildungen siehe Seite 100.

Umwandlungen, Pseudomorphosen und Vorkommen sind ähnlich wie bei Proustit.

In mancher Beziehung morphologisch enge verwandt mit Calcit und Rotgiltigerzen sind die Mineralien der Chabasitgruppe. Die Winkelverhältnisse des Grundrhomboeders lassen den pseudokubischen Charakter noch besser hervortreten (daher die Bezeichnung „Würfelzeolith“), in Wirklichkeit erweisen sich jedoch zumeist die rhomboedrischen Kristalle als Sammelindividuen trikliner Einzelkriställchen. Doch läßt sich diese Aggregatstruktur nur mikroskopisch beobachten, so daß wir den nachfolgenden Betrachtungen das rhomboedrische Achsenverhältnis zugrunde legen wollen. Im chemischen Sinne gehören die Chabasite zu der interessanten Gruppe der Zeolithe (siehe „Allgemeine Mineralogie“, Seite 612).

Chabasitgruppe. Rhomboedrisch

Im wesentlichen $[\text{SiO}_4 \cdot \text{SiO}_2]_2 \frac{\text{Al}_2}{(\text{Ca}, \text{Na}_2)} \cdot 6 \text{H}_2\text{O}$. Jedoch SiO_2 - und H_2O -Gehalt etwas variabel, letzterer vom Dampfdruck abhängig. Der Chabasit im engeren Sinne oder Phakolith ist vorwiegend das Kalksilikat und kristallisiert meist in typisch rhomboedrischen Formen; der Gmelinit umfaßt die natronreicheren Glieder der isomorphen Serie mit sehr häufig hexagonalem Habitus. Der etwas SiO_2 - und H_2O -ärmere Levyn ist vorwiegend Kalkzeolith mit wenig abweichendem Achsenverhältnis. Bezeichnungen wie Acadialith, Haydenit, Herschelit und Seebachit, die für untergeordnete Varietäten aufgestellt wurden, sollten nicht mehr benutzt werden.

Spezielle Kennzeichen: Die meist sehr gut kristallisierten und öfters verzwillingten Mineralien sind glasglänzend, wasserhell oder durchscheinend, farblos, weiß oder schwach rötlich, gelblich, bräunlich, grünlich gefärbt. Härte 4—5. Spezifisches Gewicht 2—2,2. Spaltbar nach Rhomboeder oder Prisma oder nach beiden; spröde. Bruch gegenüber Calcit uneben.

Physikalische Konstanten: Von der Aggregatpolarisation abgesehen ist Chabasit schwach doppelbrechend einachsigt, bald positiv, bald negativ. Mittlerer Brechungsindex für Na-Licht 1,46 bis 1,50. Doppelbrechung zumeist um 0,002—0,004. In bezug auf die Wärmeleitfähigkeit ebenfalls nur schwach anisotrop. Das Verhältnis $a:c$ der Hauptachsen des Isothermenellipsoids ist $= 0,96$. Spezifische Wärme im Temperaturintervall von 17° bis 99° ist $= 0,380$.

Spezielle Morphologie: Mittleres Achsenverhältnis (Phillips-Smith) $a:c = 1:1,0860$. Dem entspricht ein Winkel von $85^\circ 14'$ zwischen zwei an Polkanten zusammenstoßenden Einheitsrhomboederflächen. Das Einheitsrhomboeder ist somit ein nur schwach deformierter Würfel, und es wird nötig sein, auch hier die Formensymbolisierung nach vier- und

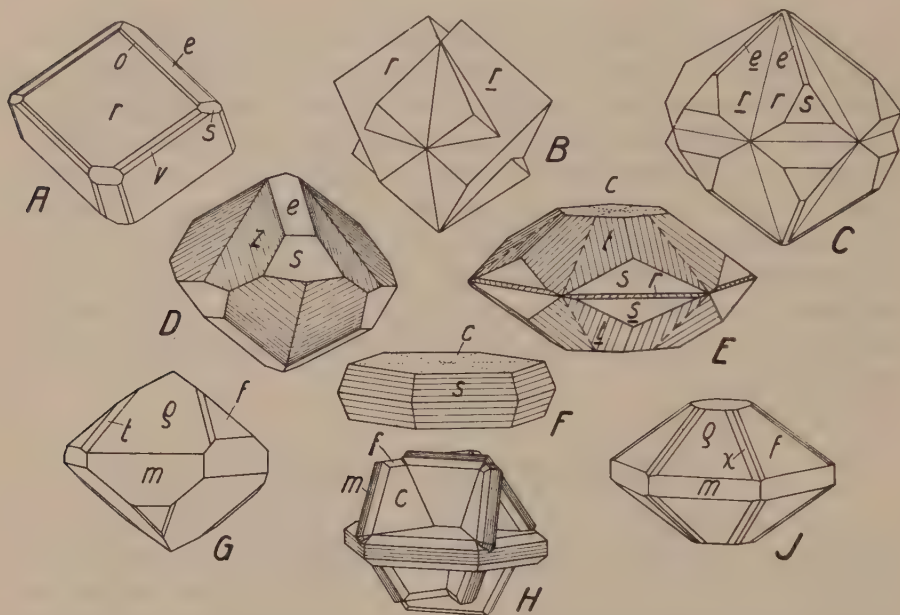


Fig. 30. Chabasit (A–F), Gmelinit G–J). $m\langle 10\bar{1}0 \rangle = \langle 2\bar{1}1 \rangle$, $c\langle 0001 \rangle = \langle 111 \rangle$, $r\langle 10\bar{1}1 \rangle = \langle 100 \rangle$, $\rho\langle 20\bar{2}3 \rangle = \langle 711 \rangle$, $e\langle 01\bar{1}2 \rangle = \langle 110 \rangle$, $f\langle 02\bar{2}3 \rangle = \langle 551 \rangle$, $s\langle 02\bar{2}1 \rangle = \langle 11\bar{1} \rangle$, $t\langle 11\bar{2}3 \rangle = \langle 210 \rangle$, $o\langle 21\bar{3}4 \rangle = \langle 310 \rangle$, $v\langle 21\bar{3}1 \rangle = \langle 201 \rangle$, $z\langle 12\cdot 1\cdot 13\cdot 14 \rangle = \langle 13\cdot 1\cdot 0 \rangle$, $\chi\langle 5169 \rangle = \langle 20\cdot 5\cdot 2 \rangle$. Ausgesprochen pseudokubisch sind der Kristall A und der Durchwachsungszwilling B (Hebriden). Durch Hinzutreten von e und s (C, D; Lijndale) wird der kubische Habitus etwas verwischt. r kann durch die Vizinalen z ersetzt sein. Zwillingsbildungen nach $\langle 0001 \rangle = \langle 111 \rangle$ stellen außer B auch E und F dar (sogen. Phakolith, Richmond, Austr.). Der würfelige Habitus ist hier jedoch ganz zugunsten des hexagonalen verloren gegangen, und dieser letztere wird durch die Basisflächen noch besonders betont. Morphologisch bildet F den Übergang zum Gmelinit, dessen hexagonaler Charakter z. T. dadurch erreicht wird, daß zum positiven Rhomboeder ρ das negative Rhomboeder f von gleicher c-Achsenlänge tritt (G, Andreasberg; J, Montecchio Maggiore). Bei H (Antrim Co) gruppieren sich um das horizontal gestellte Individuum, das einen ähnlichen Durchwachsungszwilling darstellt wie F, drei weitere, gleichverzwillingte Individuen, und zwar so, daß drei r-Flächen des ersteren als Zwillings Ebenen des Viellings fungieren.

dreigliedrigem Symbol durchzuführen, das dreigliedrige bezogen auf $a:b:c = 1:1:1$, $\angle\alpha = \angle\beta = \angle\gamma = 94^\circ 24'$.

Im speziellen werden noch angegeben:

$a:c = 1:1,1017$ für Gmelinitvarietäten

$a:c = 1:1,1143$ für gewisse Levyne.

Es lassen sich drei Haupthabitusentwicklungen unterscheiden (Fig. 30).

I. Vorwiegend bei Chabasit im engeren Sinne und bei Phakolith. Einzelindividuen vom rhomboedrischen Habitus, jedoch gerne verzwillingt, dann mit „hexagonalem“ Habitus. Hauptformen:

$\langle 10\bar{1}1 \rangle = \langle 100 \rangle$; $\langle 01\bar{1}2 \rangle = \langle 110 \rangle$; $\langle 02\bar{2}1 \rangle = \langle 111 \rangle$; dazu öfters $\langle 11\bar{2}3 \rangle = \langle 210 \rangle$ und $\langle 11\bar{2}0 \rangle = \langle 101 \rangle$. Auch etwa $\langle 0001 \rangle = \langle 111 \rangle$. Untergeordnet $\langle 02\bar{2}3 \rangle = \langle 551 \rangle$, $\langle 2134 \rangle = \langle 310 \rangle$, $\langle 3145 \rangle = \langle 410 \rangle$ und Vizinalflächen der durch Streifung ausgezeichneten Zonen der Rhomboederkanten (Zonen $[100]$ der pseudokubischen Symbolisierung). Relativ häufig tritt $\langle 10\bar{1}1 \rangle$ für sich oder mit nur geringer Modifikation durch andere Flächen auf. Selten fehlt eine Zwillingbildung nach $\langle 0001 \rangle = \langle 111 \rangle$. Regelmäßige und unregelmäßige Penetrationen der Rhomboeder sind vorhanden. Durch innigere Verzwillingung hervorgerufene Fiederstreifung auf $\langle 10\bar{1}1 \rangle = \langle 100 \rangle$ ist nicht selten. Treten weitere Formen als Kantenabstumpfung usw. hinzu, so ist öfters eine Kombinationsstreifung nach $[100]$ auf den Flächen dieser Zonen wahrnehmbar (Kantenabrundungen). Auch Kombinationen von $\langle 11\bar{2}3 \rangle = \langle 210 \rangle$, $\langle 02\bar{2}1 \rangle = \langle 11\bar{1} \rangle$, mit nur untergeordneten $\langle 10\bar{1}1 \rangle = \langle 100 \rangle$ und $\langle 0001 \rangle = \langle 111 \rangle$ sind in schönen Durchkreuzungszwillingen ausgebildet. Seltener resultieren durch Zurücktreten von $\langle 11\bar{2}3 \rangle$ und Vorwiegen von $\langle 02\bar{2}1 \rangle$, sowie $\langle 0001 \rangle$, tafelige Zwillingskristalle. Neben dem Zwillingsgesetz: Zwillingsebene $= \langle 0001 \rangle = \langle 111 \rangle$ findet sich, wenn auch spärlicher, Zwillingbildung nach $\langle 10\bar{1}1 \rangle = \langle 100 \rangle$ bei diesem Typus vor. Es entstehen durch die Kombination beider Gesetze interessante Bildungen. Eine linsenförmige Ausbildung ist oft anzutreffen.

II. Einzelindividuen scheinbar hexagonal ausgebildet. Typischer Habitus für die Varietät Gmelinit. Hauptformen:

$\langle 20\bar{2}3 \rangle = \langle 711 \rangle$, $\langle 02\bar{2}3 \rangle = \langle 55\bar{1} \rangle$, $\langle 10\bar{1}0 \rangle = \langle 2\bar{1}\bar{1} \rangle$, $\langle 0001 \rangle = \langle 111 \rangle$. Dazu etwa $\langle 11\bar{2}0 \rangle = \langle 10\bar{1} \rangle$, $\langle 21\bar{3}0 \rangle = \langle 5\bar{1}4 \rangle$, $\langle 5270 \rangle = \langle 4\bar{1}3 \rangle$, $\langle 11\bar{2}3 \rangle = \langle 210 \rangle$, $\langle 42\bar{6}9 \rangle = \langle 19 \cdot 7 \cdot 1 \rangle$, $\langle 51\bar{6}9 \rangle = \langle 20 \cdot 5 \cdot 2 \rangle$, $\langle 8 \cdot 6 \cdot \bar{1}4 \cdot 21 \rangle = \langle 43 \cdot 19 \cdot 1 \rangle$, $\langle 10\bar{1}1 \rangle = \langle 100 \rangle$, $\langle 01\bar{1}2 \rangle = \langle 110 \rangle$.

Die Flächen mit den hohen Indizes bedürfen der Nachprüfung. Im allgemeinen läßt sich eine pseudokubisch-hexaedrische Ausbildung nicht mehr erkennen. Möglicherweise ist der teilweise Ersatz von Ca durch Na₂ dafür verantwortlich zu machen¹⁾. Das Prisma erster Stellung ist fast immer horizontal gestreift, die Zonen $[\bar{1}10]$ dreigliederiger Symbolisierung treten also jetzt stärker hervor. Zwillinge nach $\langle 10\bar{1}1 \rangle = \langle 100 \rangle$ sind bei diesem Habitus häufiger. Oft bilden sie ganze Gruppen. Währendem mit der Ausbildung I eine gute Spaltbarkeit nach $\langle 10\bar{1}1 \rangle = \langle 100 \rangle$ und eine nur schlechte nach $\langle 10\bar{1}0 \rangle = \langle 2\bar{1}\bar{1} \rangle$

¹⁾ Eventuell gilt auch hier, daß CaAl, wie bei den Plagioklasen, durch NaSi ersetzt wird.

verknüpft ist, kann beim Gmelinittypus nur die letztere Spaltbarkeit wahrgenommen werden. Nun ist vielleicht die Form $\langle 20\bar{2}3 \rangle = \langle 711 \rangle$ nur eine Scheinform, hervorgerufen durch innige Verzwillingung von $\langle 1011 \rangle = \langle 100 \rangle$ und $\langle 01\bar{1}2 \rangle = \langle 110 \rangle$, wodurch sich das Zurücktreten der erstgenannten Spaltbarkeit (nach *Smith*) erklären ließe. Gmelinit wäre dann innig nach $\langle 0001 \rangle$ verzwillingter Phakolith, z. T. nochmals verzwillingt nach $\langle 10\bar{1}1 \rangle$.

III. Levyntypus. Bezieht man die Levynkristalle auf das Seite 106 angegebene Achsenverhältnis, so scheinen sie die Formen

$$\langle 0001 \rangle = \langle 111 \rangle, \langle 03\bar{3}2 \rangle = \langle 55\bar{4} \rangle, \langle 30\bar{3}4 \rangle = \langle 10 \cdot 1 \cdot 1 \rangle$$

zu besitzen. Meist sind sie nach der Basis tafelig und verzwillingt. Eine Spaltbarkeit wird nach $\langle 55\bar{4} \rangle$ angegeben. Man sieht daraus, daß diese Aufstellung wenig zufriedenstellend ist. Neubestimmungen sind notwendig. Oft hat man die c-Achse nur $\frac{3}{4}$ so groß genommen, wodurch sich die Indizes vereinfachen würden. Die Zusammenstellung zeigt, daß in morphologischer Beziehung die Chabasitgruppe sehr variabel ist. Pseudokubisch mit pseudohexaedrischer Ausbildung ist nur der Chabasit im engeren Sinne, bzw. der Phakolith. Hinsichtlich dieses Mineralen herrscht indessen, wie auch die Figuren 30, A—D zeigen, über die Zuordnung zum hexaedrischen Typus kein Zweifel.

Chemische Verhältnisse und Vorkommen: Neben der bereits eingangs erwähnten Variabilität im SiO_2 - und H_2O -Gehalt und der Ersatzmöglichkeit des Ca durch Na_2^1), besteht auch eine geringe Vertretung des Ca durch Sr und Ba, sowie des Na durch K. Besonders gerne benutzt man den Chabasit zu experimentellen Versuchen, die einen Ersatz des Kristallwassers durch Dämpfe und organische Flüssigkeiten bezwecken. Die Chabasite sind hydrothermale Mineralbildungen, in Mandelräumen und Drusen basischer Ergußgesteine, in Drusen von Tiefengesteinen, in Zerrklüften von Gneisen und Schieferen, in drusigen Erzgängen. Begleiter sind andere Zeolithe, Karbonate, Chlorit und als ältere Bildungen u. a. Adular, Albit und Quarz.

Ein außerordentlich charakteristisches Beispiel für eine im weiteren Sinne hypokubische Kristallart von hexaedrischem Typus ist der

Anhydrit. CaSO_4 . Rhombisch holoedrisch

Spezielle Kennzeichen: Das meist in Aggregatform auftretende Mineral besitzt Perlmutter- bis Fettglanz. An sich farblos und weiß, durchsichtig bis durchscheinend, ist es indessen sehr häufig bläulich, bläulichgrau oder auch rötlich, violett oder durch Bitumen schwarz ge-

¹⁾ Vergl. Anm. 1 auf Seite 107.

färbt. Die Spaltbarkeit ist verschieden gut nach den drei Hauptpinakoiden. Bruch muschelig. Härte $3-3\frac{1}{2}$. Spezifisches Gewicht 2,9—3. Translationen finden nach $\langle 001 \rangle$ in Richtung $[010]$ statt. $[100]$ ist daher Fältelungsrichtung. Auch einfache Schiebungen mit $K_1 = (101)$ und $K_2 = (\bar{1}01)$ wurden festgestellt.

Physikalische Konstanten: Die optische Orientierung ist durch die Angaben bestimmt: Optische Achsenebene $\parallel (010)$; $n_\gamma =$ spitze Bisektrix $\parallel [100]$.

Optische Konstanten für gewöhnliche Temperatur:

Spektrallinie	n_α	n_β	n_γ	2 E	2 V
B	1,5667	1,5725	1,6102	70° 46'	43° 13'
D ₂	1,5697	1,5755	1,6136	71° 27'	43° 31'
F	1,5752	1,5811	1,6198	72° 32'	43° 57'
G	1,5798	1,5858	1,6250	73° 18'	44° 13'

Mit steigender Temperatur nehmen die Brechungsindizes ab, z. B. für die D₂-Linie:

n_α von 1,5698 bei -50° auf 1,5674 bei 508°

n_β von 1,5760 bei -55° auf 1,5728 bei 508°

n_γ von 1,6144 bei -55° auf 1,6079 bei 508° .

Die drei Hauptdoppelbrechungen $n_\gamma - n_\alpha$, $n_\gamma - n_\beta$, $n_\beta - n_\alpha$ nehmen gleichfalls mit steigender Temperatur ab, der Achsenwinkel wird etwas kleiner.

Eine genauere Untersuchung der Dispersionsverhältnisse ergab folgendes:

	$n_\beta - n_\alpha$	$n_\gamma - n_\beta$	$n_\gamma - n_\alpha$
$\Delta F - \Delta C$	0,000316	0,000813	0,00113
ΔD	0,005969	0,037739	0,04371
N	18,9	46,4	38,7

Dabei bedeuten ΔC , ΔD und ΔF die Doppelbrechungen für die C-, D- und F-Linie. $N = \frac{\Delta D}{\Delta F - \Delta C}$ ist die reziproke Dispersion der Doppelbrechung.

Reflexionsmaxima finden sich bei $\lambda = 35 \mu$ und zwischen 45 und 50μ . Als Dielektrizitätskonstanten für $\lambda = 300 \mu$ wurden errechnet $\epsilon_{22} = 5,8$, $\epsilon_{33} = 6,2$. Die spezifische, auf die Masseneinheit bezogene magnetische Suszeptibilität bei 17° ist $-0,38 \cdot 10^{-6}$.

Für die spezifische Wärme c wird angegeben:

t°	0 bis 100	0 bis 200	0 bis 300	0 bis 350
c	0,175	0,184	0,191	0,196.

Künstlich umgeschmolzener Anhydrit ergab das spezifische Gewicht 2,95.

Die Temperaturfunktion der Löslichkeit in Wasser hat den aus nachstehenden Zahlenangaben ersichtlichen Gang. Bei niedriger Temperatur ist natürlich Gips der Bodenkörper.

t °	Bodenkörper	g CaSO ₄ in 100 g Lösung	t °	Bodenkörper	g CaSO ₄ in 100 g Lösung
0	CaSO ₄ · 2 aq	0,1756	151,2	CaSO ₄	0,049
10	CaSO ₄ · 2 aq	0,1926	169,6	CaSO ₄	0,031
18	CaSO ₄ · 2 aq	0,2016	180,0	CaSO ₄	0,027
25	CaSO ₄ · 2 aq	0,2085	200,4	CaSO ₄	0,016
35	CaSO ₄ · 2 aq	0,2105	245,0	CaSO ₄	0,018
45	CaSO ₄ · 2 aq	0,2100			
55	CaSO ₄ · 2 aq	0,2083			

Struktur: Im Elementarparallelepiped mit $a = 6,21$ A. E., $b = 6,96$ A. E., $c = 6,96$ A. E. sind 4 Moleküle CaSO₄ enthalten. Vermutlich bilden die Schwerpunkte von Ca⁺⁺ und SO₄⁻⁻⁻ ein deformiertes Steinsalzgitter. Die O-Atome werden planar (siehe „Allgemeine Mineralogie“, Seite 627) um die S-Atome gruppiert sein.

Spezielle Morphologie: Rhombisch holodrisch. $a : b : c = 0,8933 : 1 : 1,0008$ (Hessenberg)

Winkel: $(110) : (1\bar{1}0) \quad (101) : (\bar{1}01) \quad (011) : (0\bar{1}1) \quad (010) : (111)$
 $83^\circ 33' \quad 96^\circ 30' \quad 90^\circ 3' \quad 56^\circ 19'$

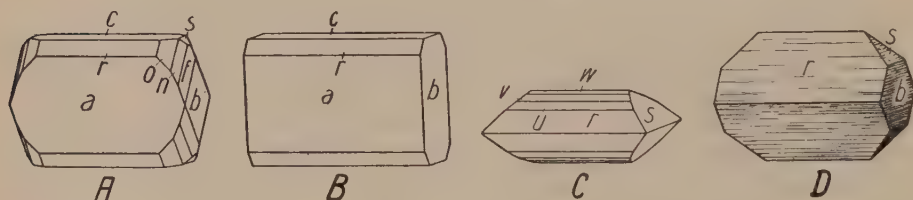


Fig. 31. Anhydrit. $a\langle 100 \rangle$, $b\langle 010 \rangle$, $c\langle 001 \rangle$, $r\langle 101 \rangle$, $u\langle 102 \rangle$, $v\langle 103 \rangle$, $w\langle 105 \rangle$, $s\langle 011 \rangle$, $o\langle 111 \rangle$, $n\langle 121 \rangle$, $f\langle 131 \rangle$. An allen Figuren, besonders aber an C (Staßfurt), wird die Wichtigkeit der Zone $[010]$ deutlich. An D macht sich durch die Streifung auf b und s auch die Zone $[100]$ geltend, während die drei Bipyramiden von A (Auße) die Bedeutung der Zone $[101]$ illustrieren. Die dritte Achsenzone — $[001]$ — tritt an B (Auße) hervor.

Nach $\langle 001 \rangle$ sehr gute Spaltbarkeit, Perlmutterglanz; nach $\langle 010 \rangle$ gute Spaltbarkeit, Glasglanz; nach $\langle 100 \rangle$ unvollkommene Spaltbarkeit, fettiger Glasglanz. Die Änderung des Achsenverhältnisses mit der Temperatur geht aus folgender Gegenüberstellung hervor:

$$\begin{array}{ccc} -64^\circ & & +500^\circ \\ a:b:c = 0,8911:1:0,9996, & \text{bzw.} & 0,8996:1:1,0025. \end{array}$$

a - und c -Achse verhalten sich also der b -Achse gegenüber verschieden.

Gut begrenzte Einzelkristalle (Fig. 31) sind relativ selten, meistens tritt der Anhydrit in spätigen, körnigen, dichten oder stengeligen bis faserigen Aggregaten auf. Eine traubige Ausbildungsform ist nicht sehr

häufig. Körnig-spätiger, zu Bildhauierzwecken verwendeter, bläulicher bis graubrauner Anhydrit heißt Vulpinit. Dichte, verbogen-lagige Varietäten werden als Gekrösestein bezeichnet. Die idiomorphen, oft in Steinsalz eingewachsenen oder in Drusen und Hohlräumen kontaktmetamorpher Blöcke und Laven befindlichen Kriställchen sind isometrisch, prismatisch oder dicktafelig ausgebildet (siehe Fig. 31).

Wie sich die drei Pinakoide in bezug auf die Spaltbarkeit verschieden verhalten, so die drei Achsenzonen in bezug auf ihre Wichtigkeit. Von 37 bekannten Wachstumsformen sind 19 Prismen II. Stellung, 9 Prismen I. Stellung und nur 2 Prismen

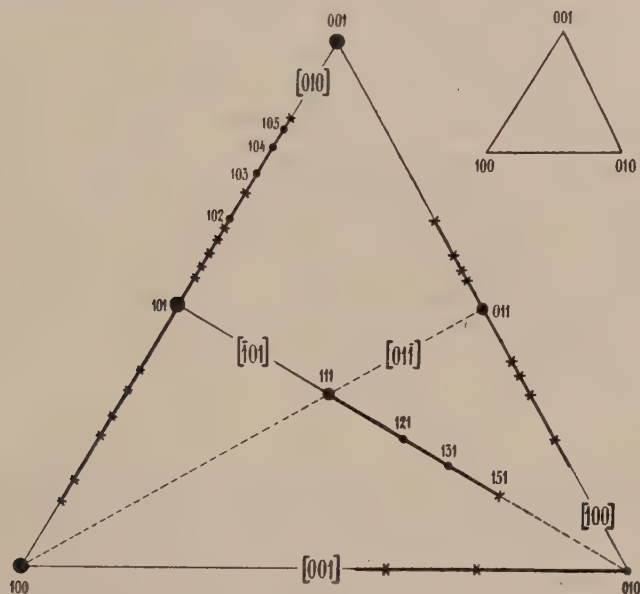


Fig. 32. Dreiecksprojektion von Anhydrit, rechts oben mit den richtigen Winkelgrößen (entsprechend der gnomonischen Projektion auf eine Ebene $\perp [111]$) in der großen Figur, wie bei allen nichtkubischen Mineralien, schematisiert. Die Kreuzchen in den Zonen $[100]$ und $[010]$ veranschaulichen die zahlreichen Vizinalen, welche die für diese Zonen charakteristischen Streifungen (Fig. 31, D) bedingen.

III. Stellung. Die neben den Pinakoiden sonst noch gefundenen Formen gehören alle der Zone $[101]$ an, nämlich $\langle 111 \rangle$, $\langle 121 \rangle$, $\langle 131 \rangle$, $\langle 151 \rangle$. Es ergibt sich somit folgendes (Fig. 32): Hauptzone $[010]$, wichtige Nebenzonen $[100]$ und $[101]$; nur untergeordnete Bedeutung kommt der Zone $[001]$ zu. Streifungen parallel den drei erstgenannten Zonen sind nicht selten, auf $\langle 010 \rangle$ ist eine Streifung nach der Kante mit $\langle 101 \rangle$ als polynsynthetische Zwillingsbildung nach letzterer Fläche zu deuten (Druckzwillingsbildung).

Entsprechend den Zonenverhältnissen sind $\langle 001 \rangle$, $\langle 100 \rangle$, $\langle 101 \rangle$, $\langle 011 \rangle$, $\langle 111 \rangle$, $\langle 010 \rangle$ wichtigste Wachstumsformen. Man ersieht aus diesen Angaben, daß, trotz der wenig veränderten Dimensionierung, die drei pseudohexaedrischen Kantenrichtungen morphologisch ungleichwertig geworden sind, wenn sie auch zusammen mit $[101]$ noch die Hauptzonen repräsentieren. Es ist zu erwarten, daß $[010]$ die wichtigste Strukturrichtung ist, ihr parallel geht die beste Spaltbarkeit und die mannigfaltigste Flächenentwicklung. Die zweitbeste Spaltbarkeit läuft den nächstwichtigen Zonen

[100] und $\bar{1}01$ parallel. So ergibt sich, wie auch die Figuren 31, A und B zeigen, eine noch deutlich pseudokubisch-hexaedrische Entwicklung, jedoch mit zurücktretender [001]-Richtung.

Chemische Verhältnisse und Vorkommen: Beim Erhitzen wandelt sich bei 1193° (gewöhnlicher Druck) Anhydrit in eine zweite, unbekannte Modifikation um. Der Schmelzpunkt von CaSO_4 liegt oberhalb 1400° . Der Anhydrit ist mit SrSO_4 und BaSO_4 etwas mischbar, doch ist eine große Mischungslücke vorhanden, und in der Natur ist Anhydrit meistens relativ rein auskristallisiert. Leicht von statten geht die Umwandlung Anhydrit \rightarrow Gips durch Wasseraufnahme. Beide Mineralien finden sich daher häufig nebeneinander vor. Pseudomorphosen von Gips nach Anhydrit und Anhydrit nach Gips sind nicht selten, wenn auch die Änderung in den Volumverhältnissen einer Erhaltung der Kristallgestalt hinderlich ist. In Calcit pseudomorph umgewandelter Anhydrit ist ebenso bekannt wie Anhydrit, der nach Steinsalz pseudomorph ist. Die Bildung des Anhydrites ist in der Hauptsache eine typisch chemisch sedimentäre; Gips, Steinsalz, Kieserit usw. sind daher wichtige Begleitmineralien. Indessen trifft man Anhydrit dann und wann auch auf Erzlagerstätten, als pneumatolytisch-vulkanisches Produkt auf Laven, in Drusen kontakt-metamorpher Blöcke, sowie in metamorphen Sedimentserien und auf dazugehörigen Zerrklüften (Simplontunnel).

Allgemeines über den hexaedrischen Typus

Obgleich jede der besprochenen Kristallarten individuelle morphologische Merkmale aufweist, hat die vergleichende Untersuchung doch eine Menge gemeinsamer Züge erkennen lassen. Einige der wichtigsten Eigenschaften, der im allgemeinen isometrisch ausgebildeten Kristallarten vereinigt nebenstehende Tabelle.

Die Hexaeder- oder deformierten Hexaederflächen sind Spalt- oder Absonderungsflächen, sie sind immer als wichtige Wachstumsflächen bekannt. Daneben treten als Wachstumsformen besonders hervor: $\langle 111 \rangle$, $\langle 211 \rangle$, $\langle 110 \rangle$, $\langle 210 \rangle$, $\langle 311 \rangle$, $\langle 221 \rangle$, $\langle 321 \rangle$, beziehungsweise die durch Deformation daraus hervorgegangenen Formen.

Die wichtigsten Entwicklungszonen sind [100], [110], [210], [111] in kubischer Auffassung.

Von einer Reihe von Kristallarten ist die Struktur bekannt. Sie steht mit der Struktur des Steinsalztypus in engstem Zusammenhang. Die Richtungen [100] sind wichtigste Bindungsrichtungen. Der hexaedrische Typus entspricht somit dem [100]-Typus. Natürlich soll damit nicht gesagt werden, daß alle diesem Typus angehörigen Verbindungen eine einfache deformierte Steinsalzstruktur besitzen. Der erkennbare

	Hauptformen	Hauptzonen	Symmetrie	Spaltformen	Translation und Gleitung
Alkalihalogenide vom Steinsalztypus	$\langle 100 \rangle, \langle 111 \rangle$	$[100], [110]$	kubisch ? enantiomorph	$\langle 100 \rangle$	$T = \langle 110 \rangle$ $t = [110]$
Kerargyrit	$\langle 100 \rangle, \langle 111 \rangle$	$[110]$	kubisch holoedrisch	$\langle 100 \rangle$	
Galenit	$\langle 100 \rangle, \langle 111 \rangle, \langle 110 \rangle, \langle 221 \rangle$	$[110], [100], [210]$	kubisch holoedrisch	$\langle 100 \rangle$	$T = \langle 100 \rangle$ $t = [100]$ u. $[110]$
Argentit	$\langle 100 \rangle, \langle 111 \rangle, \langle 211 \rangle, \langle 110 \rangle$	$[100], [110]$	kubisch holoedrisch	$\langle 100 \rangle$	
Perowskit	$\langle 100 \rangle$	$[100], [110], [111]$	pseudokubisch	$\langle 100 \rangle$	
Pyritgruppe	$\langle 100 \rangle, \langle 111 \rangle, \langle 210 \rangle, \langle 321 \rangle$	$[100], [120], [110]$	kubisch paramorph und tetartoedr.	$\langle 100 \rangle$	
Periklasgruppe	$\langle 111 \rangle, \langle 100 \rangle$?	kubisch holoedrisch	$\langle 100 \rangle$	$T = \langle 110 \rangle$ $t = [110]$
Tenorit	$\langle \bar{1}11 \rangle, \langle 001 \rangle, \langle 010 \rangle, \langle \bar{1}11 \rangle, \langle 100 \rangle, \langle \bar{1}13 \rangle$?	triklin holoedrisch	$\langle 001 \rangle, \langle 010 \rangle$	
Kryolith ¹⁾	pseudokubisch: $\langle 100 \rangle$, Teile von $\langle 111 \rangle$ und $\langle 210 \rangle$	pseudokubisch: $[100]$ u. $[011]$	monoklin holoedrisch	pseudokubisch: $\langle 100 \rangle$	diverse
Bournonit	$\langle 001 \rangle, \langle 100 \rangle, \langle 101 \rangle, \langle 011 \rangle, \langle 110 \rangle, \langle 010 \rangle, \langle 210 \rangle, \langle 120 \rangle, \langle 111 \rangle$	$[001], [010], [110]$	rhombisch holoedrisch	$\langle 010 \rangle, \langle 100 \rangle, \langle 001 \rangle$	
Calcitgruppe	$\langle 211 \rangle, \langle 110 \rangle, \langle 111 \rangle, \langle 201 \rangle, \langle 111 \rangle, \langle 100 \rangle$	$[100], [110], [210], [110], [111], [112]$	rhomboedr. holoedr. und paramorph	$\langle 100 \rangle$	Gleitfl. $\langle 110 \rangle$
Rotgiltigerze	$\langle 101 \rangle, \langle 201 \rangle, \langle 110 \rangle, \langle 100 \rangle, \langle 111 \rangle, \langle 211 \rangle$	$[100], [120], [021], [110], [110]$	rhomboedr. hemimorph	$\langle 100 \rangle, \langle 110 \rangle$	
Chabasit	$\langle 100 \rangle, \langle 110 \rangle, \langle 111 \rangle, \langle 210 \rangle, \langle 101 \rangle, \langle 111 \rangle, \langle 551 \rangle$	$[100]$	rhomboedr.	$\langle 100 \rangle, \langle 112 \rangle$	
Anhydrit	$\langle 001 \rangle, \langle 100 \rangle, \langle 101 \rangle, \langle 011 \rangle, \langle 111 \rangle, \langle 121 \rangle, \langle 131 \rangle, \langle 010 \rangle$	$[010], [100], [101]$	rhombisch	$\langle 001 \rangle, \langle 010 \rangle, \langle 100 \rangle$	Gleitfl. $\langle 101 \rangle$

¹⁾ Für Kryolith die pseudokubischen Symbole (siehe Seite 71).

Parallelismus zwischen Struktur und äußerer Morphologie läßt nur mit großer Wahrscheinlichkeit vermuten, daß auch die hierher gehörigen Kristallarten von bis jetzt noch unbekannter Struktur Kantenrichtungen deformierter oder wahrer Hexaeder als wichtige Strukturlinien aufweisen werden. Im übrigen läßt sich der Einfluß der Struktur auf die Morphologie bis in Einzelheiten hinein verfolgen; die Variation des Habitus erscheint als eine sekundäre Beeinflussung.

Konstruiert man rein theoretisch den kubisch-hexaedrischen Idealtypus, indem man von den Zonen [100] kubischer Zusammengehörigkeit

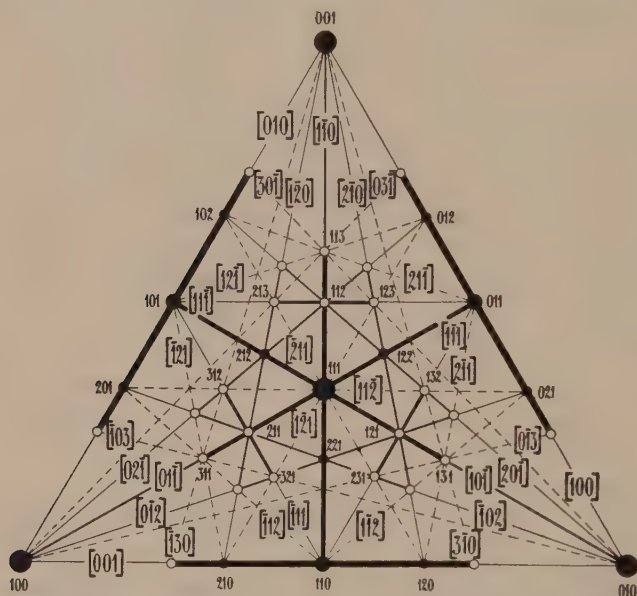


Fig. 33. Dreiecksprojektion der wichtigsten Zonen und Flächen des [100]-, bzw. hexaedrischen Typus.

ausgehend nach den Prinzipien der Vektorenrechnung die nächstwichtigen Zonen ableitet, so erhält man die Fig. 33. Die hauptsächlichsten Zonen sind: [100], [110], [210], [111], [310], [211]. Als wichtige Formen, in Schnittpunkten dieser Zonen, resultieren: $\langle 100 \rangle$, $\langle 111 \rangle$, $\langle 110 \rangle$, $\langle 210 \rangle$, $\langle 211 \rangle$, $\langle 221 \rangle$, $\langle 321 \rangle$, $\langle 310 \rangle$, $\langle 311 \rangle$, $\langle 421 \rangle$.

Man erkennt die Übereinstimmung im großen und kann nun leicht das Individuelle jeder Kristallart als Abweichung vom Idealtypus charakterisieren.

Es ist selbstverständlich, daß sich noch viele als Mineralien wichtige Kristallarten finden ließen, die zum mindesten Anklänge an diesen Kristallisationstypus aufweisen. Wir wollen jedoch die stärker abweichenden Fälle gesondert besprechen. Indessen muß darauf aufmerk-

sam gemacht werden, daß der hexaedrische Typus zum Teil fast unmerklich in den oktaedrischen Typus übergeht. Das Oktaeder ist ja eine sehr wichtige Wachstumsform der bereits behandelten Mineralarten, und die Zonen [110] sind fast stets zweitwichtigste Entwicklungszonen. An Beispielen ist dieser Zusammenhang erläutert worden. Eine Folge dieser Beziehungen ist es, daß die Zuordnung einiger Kristallarten zu dem einen oder anderen Typus Schwierigkeiten bereitet. Es kann dies darauf beruhen, daß die äußere Morphologie nur ungenügend bekannt ist. Es ist jedoch auch möglich, daß die Mittelstellung durch die speziellen Eigenschaften der Kristallarten bedingt ist. Für beides wollen wir Beispiele namhaft machen. Zur ersten Kategorie gehören Bornit und Pentlandit, zur zweiten die Sprödmetalle und Fluorit.

Bornit (Buntkupfererz) $[\text{FeS}_4]\text{Cu}_5$. Kubisch oder pseudokubisch

Spezielle Kennzeichen: Metallisch glänzendes Mineral, das auf ganz frisch angeschnittenen Flächen hell tobackbraun (zwischen lichtkupferrot und bronzegelb) erscheint, jedoch fast augenblicklich bunt (blau oder rot) anläuft. Strich grau. Härte 3. Spezifisches Gewicht 4,9—5,2 (z. T. bis 5,5). Bornit hat unebenen Bruch, ist sehr unvollkommen nach dem Oktaeder spaltbar und ziemlich milde.

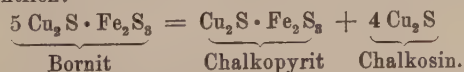
Bei chalkographischer Untersuchung zeigt Bornit sehr konstante Eigenschaften. Reflexionsvermögen gut. Reflexionsfarbe zwischen rosa und braun, fast kupferrot, später rosaviolett. Im polarisierten Licht zum Teil aufhellend(?). — Guter Leiter für Elektrizität; der Widerstand sinkt mit steigender Temperatur.

Spezielle Morphologie: Buntkupfererz tritt selten in wohlbegrenzten Kristallen auf; meist bildet es nur derbe, körnige bis dichte Massen, manchmal entstanden aus Chalkosin oder Chalkopyrit. Die Kristalle sind entweder von würfeligem oder ikositetraedrischem oder dodekaedrischem Habitus.

Neben $\langle 100 \rangle$, $\langle 110 \rangle$, $\langle 111 \rangle$ wurden besonders noch festgestellt $\langle 211 \rangle$, $\langle 322 \rangle$, $\langle 533 \rangle$, $\langle 221 \rangle$, $\langle 433 \rangle$, $\langle 522 \rangle$, $\langle 833 \rangle$ und fraglich $\langle 411 \rangle$. Durchkreuzungszwillinge nach dem Spinellgesetz.

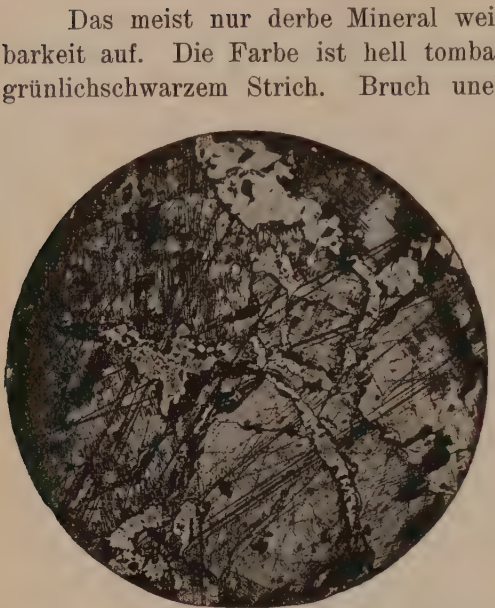
Metallographisch untersucht erweist sich Bornit meist als ein inniges Gemenge von eigentlichem Bornit mit Chalkopyrit, Chalkosin und oft etwas Covellin. Daraus wird verständlich, daß die chemische Zusammensetzung der derben Stücke eine wechselnde ist. Vermutlich handelt es sich um Zerfalls- und Entmischungserscheinungen. Bei höherer Temperatur werden wechselnde Verhältnisse $\text{Cu}_2\text{S} : \text{Fe}_2\text{S}_3$ homogene Kristalle liefern können, beim Abkühlen tritt ein Zerfall ein.

Die Beziehung zwischen Bornit, Chalkopyrit und Chalkosin ist aus folgender Gleichung leicht ersichtlich:



Vorkommen: Hauptbegleitmineral ist Chalkopyrit. Umwandlungen des Bornit in Chalkosin, Covellin, Cuprit, Chrysokoll, Malachit und Azurit sind häufig.

Pentlandit (Fe, Ni)S. Kubisch



Das meist nur derbe Mineral weist vielleicht oktaedrische Spaltbarkeit auf. Die Farbe ist hell tombackbraun mit bronzebraunem bis grünlichschwarzem Strich. Bruch uneben. Die Härte beträgt 3—4, das spezifische Gewicht 4,6 bis 5,01. Nicht magnetisch. Pentlandit ist ein wichtiges Ni-Erz auf liquidmagmatischen Kieslagerstätten. Er umgibt öfters in Zellen oder Maschen den Pyrrhotin und ist dann zum Teil ein Entmischungsprodukt von Ni-haltigem Pyrrhotin (Fig. 34). Die Struktur ist wohl eher der von Zinkblende analog als derjenigen von Steinsalz.

Fig. 34. Pentlandit und Pyrrhotin. 28fache Vergrößerung. Der polierte Anschliff wurde mit verdünnter Salzsäure elektrolytisch geätzt. Hierbei wurden einzig die Pyrrhotinkörner angegriffen. Dadurch ist auch das feine Zwillingslamellensystem (nicht mit den Schleifkratzern zu verwechseln) schön sichtbar geworden. Der Pentlandit, von hellerer Farbe, hat sich durch Entmischung des Ni-haltigen Pyrrhotin gebildet und umgibt netzwerkartig dessen Einzelkörner.

Arsengruppe

Rhomboedrisch holoeidrisch

Hauptminerale: Gediegen Arsen, Antimon, Wismut, alle rhomboedrisch holoeidrisch kristallisierend.

Gemeinsame Kennzeichen: Metallisch glänzende Minerale mit grauweißer

Grundfarbe. Härte $2\frac{1}{2}$ — $3\frac{1}{2}$. Die Spaltbarkeit nach der Basis ist sehr vollkommen, meist ist auch eine Spaltbarkeit nach negativen Rhomboedern vorhanden. Bruch feinkörnig bis spätig.

Physikalische Konstanten:

	Brechungsindex für die D-Linie		Magnetische Suszeptibilität (bezogen auf die Masseneinheit) bei 18°	Mittlere elektrische Leitfähigkeit bei 18° cm ⁻¹ · Ohm ⁻¹	Verhältnis a : c der Hauptachsen des Isothermen- ellipsoids
	ω	ε			
Arsen	—	—	— 0,30	2,85 · 10 ⁴	1,5—2
Antimon	2,571	—	— 0,57 bis — 0,94	2,56 · 10 ⁴	1,6
Wismut	1,670	—	— 1,4 ¹⁾	0,86 · 10 ⁴	ca. 1,2

¹⁾ Die magnetische Suszeptibilität für Wismut nimmt mit steigender Temperatur ab, besonders stark zwischen 270°—400°.

	Spezifisches Gewicht	Kubischer Ausdehnungskoeffizient	Mittlerer linearer Ausdehnungskoeffizient · 10 ⁸ für 40°	Linearer Ausdehnungskoeffizient · 10 ⁸ bei 40° c ⊥ c	
Arsen	5,71–5,73	—	559 600	—	
Antimon	6,69–6,71	0,000034 ₅	1092 von 15°–100°	1692	882
Wismut	9,78–9,86	0,000041	1345 von 18°–100°	1621	1208

	Schmelzwärme cal pro g Atom	Verdampfungswärme cal pro g Atom	Sublimationswärme cal pro Mol	Schmelzpunkt	Siedepunkt
Arsen	22400 (pro Mol)	11200 (pro Mol)	33600	818°	616°–617°
Antimon	4670	38500 bei 750°	—	630°	ca. 1400°
Wismut	2600	42700 bei 1 Atm.	—	271°	1500°

Für die spezifischen Wärmen werden angegeben:

t	— 135	— 39	+ 28	10–100
Arsen	0,062	0,074	0,077	0,081
Antimon	0,042	0,046	0,048	0,051
Wismut	0,025	0,028	0,030	0,031

Weitere Werte für die spezifischen Wärmen:

Antimon	t	18–100	18–300	18–600
	c	0,050	0,052	0,056
Wismut	t	— 186	— 79	+ 18
	c	0,028	0,030	0,030.

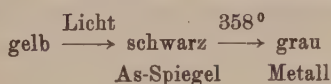
An dem grobkristallin synthetisierbaren Wismut sind viele kristallphysikalische Messungen ausgeführt worden. Es interessieren uns hier besonders die Verhältnisse der vektoriellen Eigenschaften senkrecht zur Hauptachse c und parallel dazu.

Verhältnis $\frac{1}{ c}$:	Thermoelekt. Kräfte zwischen 10 und 100°	Wärmeleitfähigkeit	Elektrische Leitfähigkeit
für Bi (metallisch)	1,99	$\left. \begin{array}{l} 1,37 \text{ nach Perrot} \\ 1,489 \text{ nach Jaeger} \end{array} \right\}$	$\left. \begin{array}{l} 1,68 \text{ van Everdingen} \\ 1,78 Lownds} \end{array} \right\}$

Auch Versuche über das Verhalten des kristallisierten Wismuts im Magnetfelde wurden vorgenommen. Dabei zeigt es z. B. einen sehr starken Halleffekt.

Seine Kompressibilität wurde bei 0 Atm. zu $3,00 \cdot 10^{-6}$, bei 10000 Atm. zu $2,57 \cdot 10^{-6}$ Megabar bestimmt.

Arsen zeigt folgende, durch die Farbe charakterisierte Umwandlungen:



Morphologische Konstanten: Rhomboedrisch holloedrisch.

a : c	ρ_0 $\angle (1011)/(0001)$	Winkel der Rhomboeder- flächen	Winkel der Rhomboeder- flächen	Winkel α zwischen den Polkanten der Rhomboeder	
		$(10\bar{1}1)/(\bar{1}101)$	$(02\bar{2}1)/(\bar{2}201)$	$\langle 10\bar{1}1 \rangle$	$\langle 02\bar{2}1 \rangle$
As 1:1,4025 <i>Rose</i>	58° 18'	94° 56'	111° 41'	84° 40'	54° 8'
Sb 1:1,3236 <i>Laspeyres</i>	56° 48'	92° 53'	110° 47½'	86° 58'	56° 37'
Bi 1:1,3035 <i>Rose</i>	56° 24'	92° 20'	110° 33'	87° 34'	57° 15'

Das Einheitsrhomboeder ist wenig von einem Würfel verschieden, die Sprödmetalle kristallisieren daher pseudokubisch. Es erweist sich als zweckmäßig neben den auf hexagonales Achsenkreuz bezogenen Indizes für die Flächen eine Symbolisierung (nach *Miller*, siehe Seite 79) mit dreigliedrigen Symbolen anzuwenden, indem die Kanten des Einheitsrhomboeders zu kristallographischen Achsen gewählt werden: $\alpha = \beta = \gamma = 84\frac{1}{2}^\circ$ bis $87\frac{1}{2}^\circ$; $a:b:c = 1:1:1$. Dadurch kommt die kubische Bedeutung der Formen zum Ausdruck. Im folgenden werden immer die vier- und dreigliedrigen Symbole für die Flächen mitgeteilt.

An Spaltbarkeiten werden angegeben:

	nach $\langle 0001 \rangle$ = $\langle 111 \rangle$	nach $\langle 01\bar{1}2 \rangle$ = $\langle 110 \rangle$	nach $\langle 10\bar{1}1 \rangle$ = $\langle 100 \rangle$	nach $\langle 02\bar{2}1 \rangle$ = $\langle 11\bar{1} \rangle$	nach $\langle 11\bar{2}0 \rangle$ = $\langle 10\bar{1} \rangle$
As	höchst vollkommen	deutlich	fraglich	—	—
Sb	sehr. vollkommen	ziemlich vollkommen	—	deutlich (? Absonderung)	unvollkommen
Bi	vollkommen	unvollkommen	—	ziemlich gut	—

Druckzwillingbildungen mit $K_1 = \langle 01\bar{1}2 \rangle = \langle 110 \rangle$ und $K_2 = \langle 0\bar{1}11 \rangle = \langle 22\bar{1} \rangle$ lassen sich künstlich erzeugen. Polysynthetische Zwillingsbildung nach dieser Art ist an natürlichen Kristallen häufig zu finden, daneben trifft man auch gewachsene Viellinge. Die Sprödmetalle treten meistens derb oder in spätigen Aggregaten auf. Einzelkristalle sind relativ selten. Es sind daher auch nur wenige Wachstumsformen bekannt. $\langle 1011 \rangle = \langle 100 \rangle$, $\langle 0112 \rangle = \langle 110 \rangle$ und $\langle 0001 \rangle = \langle 111 \rangle$ sind gemeinsam konstatiert worden. Je zweien der drei Elemente gemeinsam sind $\langle 0221 \rangle = \langle 111 \rangle$ und $\langle 01\bar{1}4 \rangle = \langle 211 \rangle$. Die sonst noch auftretenden wichtigeren Formen sind: $\langle 11\bar{2}0 \rangle = \langle 101 \rangle$, $\langle 0332 \rangle = \langle 554 \rangle$, $\langle 2358 \rangle = \langle 530 \rangle$, $\langle 0111 \rangle = \langle 22\bar{1} \rangle$, $\langle 0445 \rangle = \langle 33\bar{1} \rangle$.

Es sind somit in kubischer Auffassung nur die einfachsten Zonen entwickelt, besonders $[1\bar{1}0]$ und $[110]$.

Struktur: An der Isomorphie kann nicht gezweifelt werden. Genau bestimmt wurde die Atomanordnung für Antimon, nur ungefähr die von As und Bi. Die Translationsgruppe ist rhomboedrisch. Nach $\langle 1011 \rangle = \langle 100 \rangle$ sind flächenzentrierte Gitter

vorhanden und zwar sind zwei derartig kombiniert, daß das eine bei Sb um den Bruchteil 0,463 der Länge der trigyrischen Diagonale auf dieser gegenüber dem anderen verschoben ist. Der Gitterkomplex (s. Anm. S. 135) ist somit $[[0 | 0,463; 0,463; 0,463]]'''$ für Sb. Nach $\langle 02\bar{2}1 \rangle = \langle 11\bar{1} \rangle$ sind einfache rhomboedrische Gitter mit dem gleichen Verschiebungsvektor vorhanden. Die Kantenlängen der beiden Elementarrhomboeder sind:

	Kantenlänge des flächenzentr. Rhomboeders in A. E.	Kantenlänge des primitiven Rhomboeders in A. E.
As	5,60	4,14
Sb	6,20	4,50
Bi	6,57	4,72.

Bei Sb ist jedes Atom in drei gleichen Abständen von 2,87 A. E. von drei anderen Atomen auf der einen Seite der Basisebene umgeben und in ihrerseits gleichen Abständen von 3,37 von den Atomen auf der anderen Seite der zugehörigen Basisfläche. Es tritt so eine Baugruppe Sb_3Sb schwach hervor. Diese Bindungsrichtungen entsprechen nicht kristallonomischen (rationalen) Richtungen. Die Schwerpunkte der Komplexe bilden indessen die flächenzentrierten Gitter nach $\langle 10\bar{1}1 \rangle = \langle 100 \rangle$ mit $\{1\bar{1}0\}$ als kürzesten Verbindungslinien zwischen den Komplexschwerpunkten. Dann folgt $[110]$ als wichtige Verbindungslinie.

Für Antimon ist der Verschiebungsvektor der beiden Gitter innerhalb der Versuchsfehler der gleiche wie bei Wismut. Für Arsen ist er noch nicht näher bekannt.

Mit dem komplexen Charakter der Baugruppen steht in Übereinstimmung, daß Untersuchungen über die Dampfdichte, insbesondere bei Arsen, das Vorhandensein von Molekularkomplexen zeigten.

Würde der Komplex der Sb-Atome mit $[[0,463; 0,463; 0,463]]$ als konstituierender Punktlage $[[\frac{1}{2} \frac{1}{2} \frac{1}{2}]]$ entsprechen, so wäre jedes Sb-Atom in sechs nahezu senkrecht aufeinanderstehenden Richtungen gleich weit von sechs anderen Sb-Atomen entfernt. Diese Bindungsrichtungen würden den Kanten des Einheitsrhomboiders parallel gehen. Ein schwach deformierter hexaedrischer Strukturtypus läge vor. Im physikalischen Verhalten äußert sich dies trotz der etwas abweichenden Punktlage darin, daß sowohl deformierte Oktaeder- als Würfelflächen Spaltflächen sind. Wachstumsmorphologisch treten die Bindungen der Vektorengruppen $[1\bar{1}0]$ und $[110]$ etwas stärker in den Vordergrund, obgleich der deformierte Würfel noch eine wichtige Wachstumsform ist. Das wird uns nicht verwundern. Da im Dampf bereits Molekularkomplexe existieren, spielen die innerkomplexaren Bindungen beim Wachstum eine kleinere Rolle als die neu wirksam werdenden Bindungsrichtungen von Komplex zu Komplex. Die Mittelstellung der Sprödmetalle zwischen hexaedrischem Typus und oktaedrischem Typus (mit dem Oktaeder als Hauptform und den Rhombendodekaedernormalen als Hauptzonen) ist somit eine notwendige Folge aus der Struktur, die infolge Komplexbildung nur hypohexaedrisch ist. Die Anordnung der Komplexschwerpunkte selbst entspricht dem deformierten $[110]$ -Typus.

Chemische Verhältnisse: Von den Sprödmetallen sind noch eine Reihe anderer Modifikationen, z. T. von nicht metallischem Aussehen bekannt. Sie spielen indessen mineralogisch keine Rolle. Nur der 98% As enthaltende sogenannte Arsenolamprit kann eine zweite, bleigraue Modifikation von As sein.

Wismut und Antimon, vermutlich auch Arsen und Antimon, bilden bei hohen Temperaturen eine kontinuierliche Reihe von Mischkristallen. Die natürlichen Vorkommnisse sind zumeist ziemlich rein, doch führen

sie Te, Fe, S. Als Allemontit hat man derbe Vorkommnisse von As und Sb bezeichnet. Die metallographische Untersuchung ergab, daß es sich um Gemenge handelt, die wahrscheinlich aus homogenen Mischkristallen (As, Sb) durch Entmischung gebildet wurden.

Gediegen Arsen As. Rhomboedrisch holoedrisch

Spezielle Kennzeichen: Metallisch glänzendes Erz, an sich weißlichbleigrau, aber zumeist grauschwarz angelaufen. Strich deutlich braun. Spröde. Härte $3-3\frac{1}{2}$. Dichte 5,6—5,8.

Meist dicht bis feinkörnig, selten deutlich würfelig-rhomboedrisch kristallisiert. Die dichten, schalig nierigen bis stalaktitischen Ausbildungen werden Scherbenkobalt genannt. Vielleicht ist Arsen nach $\langle 0001 \rangle = \langle 111 \rangle$ verzwillingt. Arsen wandelt sich etwa in Arsenolith um. Regelmäßige Verwachsungen zwischen beiden Mineralien wurden konstatiert. Arsen ist ein relativ seltenes Mineral gewisser peri- bis apomagmatischer Ag- und Co-führender Erzgänge.

Gediegen Antimon Sb. Rhomboedrisch holoedrisch

Spezielle Kennzeichen: Metallisch glänzend. Zinnweiß. Strich = braunes Hellgrau. Weniger spröde als Arsen. Härte $3-3\frac{1}{2}$. Dichte 6,6—6,7. Ebenfalls häufig derb, auch blätterige bis körnige und strahlige Aggregate bildend. Wenn kristallisiert, von rhomboedrischem oder tafeligem Habitus. Gediegen Antimon findet sich wie Arsen auf peri- bis apomagmatischen Erzgängen.

Gediegen Wismut Bi. Rhomboedrisch holoedrisch

Spezielle Kennzeichen: Metallisch glänzend, rötlich silberweiß. Öfters bunt angelaufen. Strich bräunlich bis weiß. Milde. Härte $2-2\frac{1}{2}$. Dichte 9,7—9,8. Neben blätterigen und körnigen Aggregaten treten gestrickte und baumartige Bildungen auf. Einzelkristalle sind zumeist von würfelig-rhomboedrischem Habitus. Umwandlungen in Oxyde wie bei den anderen Sprödmetallen. Vorkommen wie bei Arsen.

Fluorit (Flußspat) CaF_2 . Kubisch holoedrisch

Spezielle Kennzeichen: Glasglänzend, oft matt, auf den oktaedrischen Spaltflächen aber perlmutterglänzend. Meist durchsichtig. An sich farblos, ist Fluorit in der Mehrzahl der Vorkommnisse deutlich, oft sogar dunkel gefärbt, wobei hie und da fleckige oder zonare Farben-

verteilung sichtbar wird. Die hauptsächlichsten Farben sind: weiß- bis honiggelb, schwach lauchgrün bis smaragdgrün, himmelblau, grünlich-blau bis dunkelviolett, hell- bis karminrot. Die meisten Farben verschwinden beim Erhitzen; durch Radiumbestrahlung kann indessen wieder Verfärbung auftreten. Strich fast durchwegs farblos. Härte 4. Ritzhärte deutlich von der Richtung abhängig (siehe „Allgemeine Mineralogie“, Seite 287). Spezifisches Gewicht 3,0—3,3. Farbloses Material weist bei 20° C das spezifische Gewicht 3,18 auf.

Fluorit ist nach dem Oktaeder ausgezeichnet spaltbar. Bei einzelnen Varietäten wurden daneben rhombendodekaedrische und hexaedrische Spaltbarkeiten festgestellt. Der muschelige Bruch ist selten deutlich wahrnehmbar. Die Festigkeit ist bedeutend geringer als bei Quarz und in Richtung der Oktaedernormalen kleiner als in Richtung [110] oder gar [100]. Künstlich lassen sich unter hohem Druck Translationen erzeugen mit $T = (100)$, $t = ?[011]$. Fluorit ist der Prototyp für Lumineszenzerscheinungen (Fluoreszenz und Phosphoreszenz).

Physikalische Konstanten: Fluorit zeigt für das sichtbare Gebiet des Spektrums geringe Lichtbrechung und Dispersion, im Gebiet der ultraroten Strahlen ist die Dispersion indessen groß. Farbloser Fluorit weist für Na-Licht bei 20° die Lichtbrechung 1,43385 auf. Über die Abhängigkeit des n von der Temperatur in Celsiusgraden und von λ in $\mu\mu$ gibt folgende Tabelle Auskunft (Bestimmung an violetterm Fluorit von Cumberland):

λ	n					
	20°	109°	204°	343°	460°	525°
471,3	1,4379	1,4369	1,4354	1,4333	1,4313	1,4303
501,6	1,4367	1,4356	1,4341	1,4320	1,4299	1,4289
587,6	1,4342	1,4330	1,4316	1,4294	1,4272	1,4264
706,5	1,4323	1,4309	1,4295	1,4272	1,4254	1,4243

Weitere Brechungsindizes für 18° in Luft sind:

λ in $\mu\mu$	n	λ in $\mu\mu$	n	λ in $\mu\mu$	n
185	1,5102	486	1,4371	1915,3	1,4244
199	1,4964	508	1,4362	1964,4	1,4241
214	1,4848	546	1,4350	2062,6	1,4236
242	1,4702 ₅	589	1,4338 ₅	2553,7	1,4209
263	1,4630	627	1,4330	2946,6	1,4182
291	1,4559	656	1,4325	3830,6	1,4112
312	1,4519	760	1,4310	4714,6	1,4024
340	1,4477	884	1,4298	5893,2	1,3872
358	1,4456	1178,6	1,4279	7071,8	1,3680
394	1,4423	1473,3	1,4264	8250,5	1,3444
441	1,4392	1768,0	1,4251	9429,1	1,3161

Im Gebiet der sichtbaren Strahlen ist geringe, im Gebiet des Ultraroten große Dispersion vorhanden.

Im Ultraroten finden sich bei $\lambda = 23,7 \mu$ und bei $31,6 \mu$ starke Reflexionsmaxima. Während Fluorit für Wellenlängen kleiner als 185μ gut durchlässig ist, werden bei $\lambda = 51,2 \mu$ nur noch 4% durchgelassen. Dagegen nimmt die Durchlässigkeit von $100-300 \mu$ wieder ständig zu. Der Brechungsindex für $\lambda = 51,2 \mu$ wurde aus dem Reflexionsvermögen zu 3,47 berechnet.

Optische Anomalien sind bei Fluorit mehrfach festgestellt worden. Durch Druck in Richtung [100] wird Fluorit optisch negativ, in Richtung [111] optisch einachsigt positiv, in Richtung [110] optisch zweiachsig negativ.

Die Dielektrizitätskonstante für $\lambda = 300 \mu$ ist 6,8.

Fluorit ist diamagnetisch (μ pro Masseneinheit = $-0,63 \cdot 10^{-6}$) und diatherman.

Der spezifische elektrische Widerstand ist sehr groß.

Der Gang der Wärmeleitfähigkeit für verschiedene Temperaturen ist aus nachstehenden Zahlen ersichtlich.

t	— 190	— 78	0	100
λ	0,093	0,036	0,025	0,019.

Die spezifische Wärme wird wie folgt angegeben:

t	— 189,8 bis — 83,6	— 73,3 bis 0	+ 10 bis 100
c_m	0,1241	0,1909	0,212.

Für tiefe Temperaturen liegen einige Messungen der wahren spezifischen Wärme c_w vor.

t	— 255,6	— 247,5	— 227,9	— 203,4	— 187,1
c_w	0,00086	0,0028	0,0156	0,0461	0,0711.

Während bei 40°C der Ausdehnungskoeffizient $1911 \cdot 10^{-8}$ ist, ändert er sich bei tieferen Temperaturen wie folgt:

	+ $17,2^\circ$ bis — $6,26^\circ$	— $28,9^\circ$ bis — $54,6^\circ$	— $72,0^\circ$ bis — $100,5^\circ$	— $131,0^\circ$ bis — $165,4^\circ$	— $165,4^\circ$ bis — 192°
$\alpha \cdot 10^8$	1853	1678	1465	1026	717

Die Kompressibilitätskonstante ist $= 1,26 \cdot 10^{-4}$ (nach anderen Bestimmungen $= 1,20 \cdot 10^{-4}$), wobei der Druck in kg, die Fläche in mm^2 gemessen ist.

Für den auf kg pro mm^2 bezogenen Dehnungsmodul gelten in Abhängigkeit von der Richtung die Zahlen

$$E_{[100]} = 14730, \quad E_{[110]} = 10080, \quad E_{[111]} = 9100 \text{ (bzw. 9110)}.$$

An farblosem Flußspat wurden als Elastizitätskonstanten gefunden (Druck von 1 g pro cm^2)

$$\begin{aligned} c_{11} &= 16,7 \cdot 10^8 & c_{12} &= 4,57 \cdot 10^8 & c_{44} &= 3,45 \cdot 10^8 \\ s_{11} &= 6,79 \cdot 10^{-10} & s_{12} &= 1,46 \cdot 10^{-10} & s_{44} &= 29,02 \cdot 10^{-10}. \end{aligned}$$

Die Zerreißfestigkeit ist $= 4460 \text{ g/mm}^2$.

Schmelzpunkt $= \text{ca. } 1350^\circ$ (1392° nach Nacken).

Struktur: Die Schwerpunkte von Ca bilden kubische flächenzentrierte Gitter. Im Elementarwürfel von der Kantenlänge $a = 5,45 \text{ \AA}$ kommen den Ca-Schwerpunkten somit die Lagen $[000]$ $[\frac{1}{2} \frac{1}{2} 0]$ $[\frac{1}{2} 0 \frac{1}{2}]$ $[0 \frac{1}{2} \frac{1}{2}]$ zu. Die Schwerpunkte von F liegen dann in allen Viertelpunkten der Körperdiagonalen, d. h. in $[\frac{1}{4} \frac{1}{4} \frac{1}{4}]$ $[\frac{1}{4} \frac{3}{4} \frac{1}{4}]$ $[\frac{3}{4} \frac{1}{4} \frac{1}{4}]$ $[\frac{3}{4} \frac{3}{4} \frac{1}{4}]$ $[\frac{1}{4} \frac{1}{4} \frac{3}{4}]$ $[\frac{1}{4} \frac{3}{4} \frac{3}{4}]$ $[\frac{3}{4} \frac{1}{4} \frac{3}{4}]$ $[\frac{3}{4} \frac{3}{4} \frac{3}{4}]$. Die F-Atome sind im Abstände $2,37 \text{ \AA}$ in Richtung von [111] tetraedrisch von 4 Ca-Atomen umgeben. Jedes Ca-

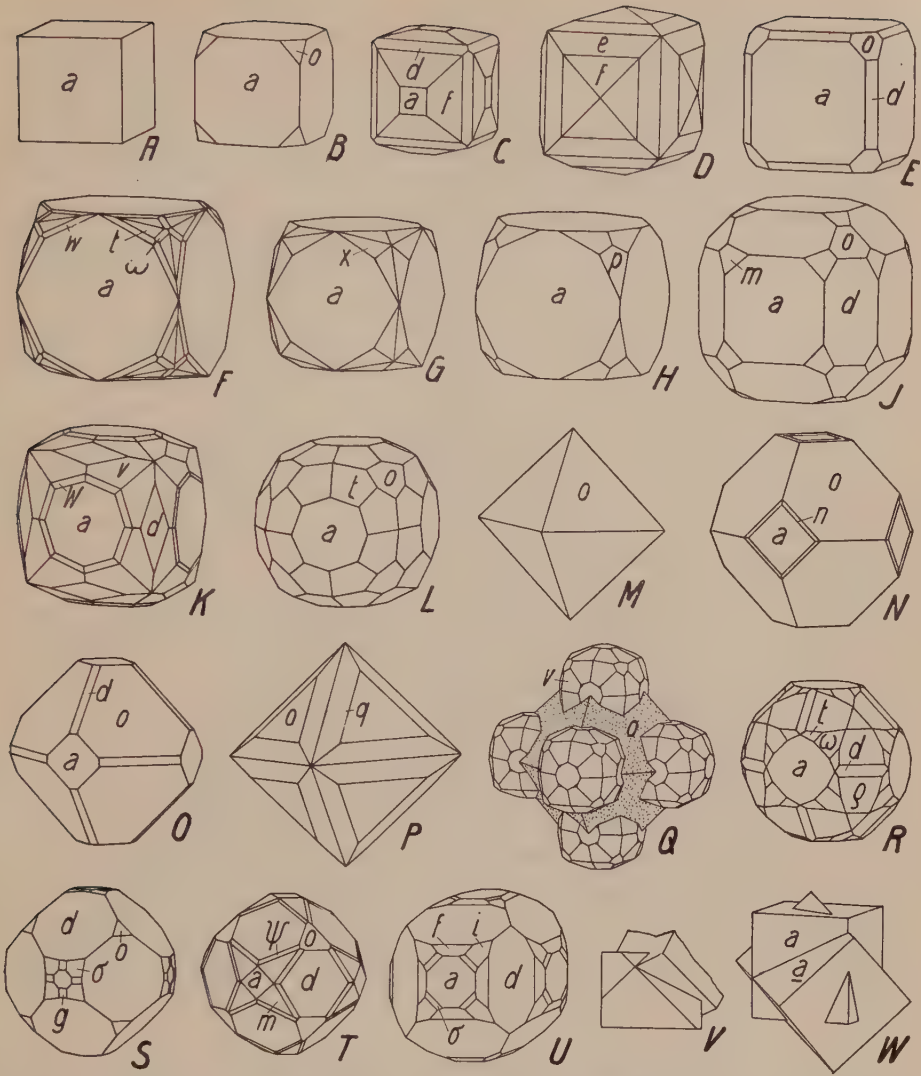
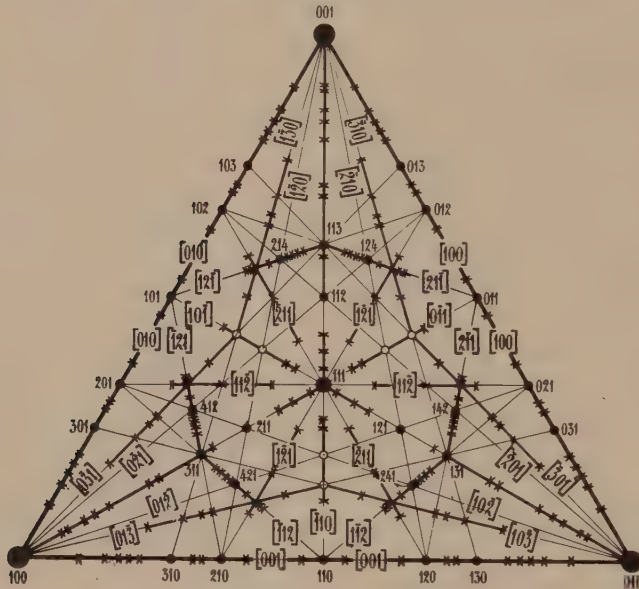


Fig. 35. Fluorit. $a\langle 100\rangle$, $d\langle 110\rangle$, $o\langle 111\rangle$, $g\langle 910\rangle$, $f\langle 310\rangle$, $e\langle 210\rangle$, $\sigma\langle 911\rangle$, $i\langle 611\rangle$, $m\langle 311\rangle$, $\omega\langle 833\rangle$, $n\langle 211\rangle$, $p\langle 441\rangle$, $q\langle 331\rangle$, $p\langle 221\rangle$, $t\langle 421\rangle$, $v\langle 731\rangle$, $w\langle 821\rangle$, $W\langle 931\rangle$, $x\langle 11\cdot 5\cdot 3\rangle$, $\psi\langle 20\cdot 14\cdot 3\rangle$. Die Figuren A—L zeigen hexaedrischen Habitus, M—R oktaedrischen und S—U rhombendodekaedrischen. Bei C (Renfrewshire) und D (ebenfalls Schottland) kommen die für Fluorit typischen Pyramidenwürfel zur Entwicklung. Die Ecken des Würfels (A) sind häufig durch die Flächen der Spaltform (= Oktaeder) abgestumpft (B), oder durch Flächen eines Hexakisoktaeders (G, Nertschinsk; vergl. auch F, Münstertal, Baden), Deltoidikositetraeders (J, Aberdeenshire) oder Triakisoktaeders (H, Aberdeenshire) zugespitzt. Hexakisoktaeder können oft stark vorherrschen (z. B. bei K, Epprechtstein; L, Aberdeenshire; Q, Rossie, N. Y.). Für gewisse alpine Vorkommen sind M und O typisch (oft rot, bzw. blaßlila gefärbt). $n\langle 211\rangle$, am Flußspat weniger häufig wie $\langle 311\rangle$, findet sich in Kombination mit Oktaeder und Würfel bei N (Banffshire). Triakisoktaedrisch ist P, kugelig R (Königshayn). An den drei rhombendodekaedrischen sind interessante Vizinalen (besonders des Würfels) zu sehen: S (Nordmarken), T (Striegau), U (Honduras). Einen gewöhnlichen Durchwachsungszwilling zweier Würfel stellt W dar. Bei solchen Zwillingen sind die Würfel häufig durch äußerst flache Tetrakishexaeder ersetzt, deren Spitze dann gerade da liegt, wo die Kante des andern Individuums aus dem Kristall herausragt (V, Northumberland). Durch Wechsel in den Wachstumsbedingungen ist Q zu erklären.

Atom sitzt im Zentrum eines kleinen Würfelchens mit F-Atomen in den Ecken. Die kürzesten Verbindungslinien zwischen Ca-Schwerpunkten haben die Richtung der Rhombendodekaedernormalen $[110]$. Die F-Atome haben voneinander in Richtung $[100]$ die kürzesten Abstände. Fluorit vereinigt somit in seinem Bau die Verhältnisse, die sonst einfache Würfelgitter (Anordnung der F-Schwerpunkte), allseitig flächenzentrierte Würfelgitter (Anordnung der Ca-Schwerpunkte), innenzentrierte Würfelgitter (Anordnung von Ca gegenüber F) darbieten.

Spezielle Morphologie: Der Habitus der Fluoritkristalle ist meist würfelig (Fig. 35, A—L). Zu dem Würfel als Kombinationsträger treten



bekannt, die sich der Würfelform nähern. Auch die Tetrakishexaeder sind im allgemeinen zwischen $\langle 210 \rangle$, bzw. $\langle 310 \rangle$ und $\langle 100 \rangle$ gelegen und zum Teil sehr flach. Dem Würfel vizinale Pyramidenwürfel erzeugen dann nicht selten auf $\langle 100 \rangle$ eine quadratische Streifung. Im übrigen sind die Würfelflächen gewöhnlich glatt und glänzend, die Oktaederflächen (sofern sie nicht Spaltflächen sind) matt und rauh.

Löst man in Säuren Fluoritkugeln auf, so entstehen rhombendodekaederähnliche, flache Triakisoktaeder als Endkörper. Würfel und Oktaeder sind für diese Ätzung primäre Ätzflächen, die $[110]$ -Zonen primäre Ätzzonen. Bei Ätzung mit Alkalien treten die $[100]$ -Richtungen und der die Triakisoktaeder umfassende Teil der $[110]$ -Richtungen als Ätzzonen in Erscheinung.

Fluorit bildet sehr häufig Penetrationszwillinge (Fig. 35, W) nach dem Spinellgesetz, d. h. nach (111) . Entsprechend der Struktur ist Fluorit in seinem morphologischen Verhalten ein Sammeltypus. Obschon das Oktaeder vollkommene Spaltform ist, wird der Würfel zur Hauptwachstumsform. Neben den Zonen $[100]$ sind $[130]$, $[211]$, $[110]$, untergeordnet $[210]$ und $[111]$ als Wachstumszonen von Bedeutung. Da, wie die Strukturbetrachtung zeigte, die Hauptrichtungen verschiedenartigen Bindungen entsprechen, ist verständlich, daß eine Abhängigkeit der Entwicklungsformen und Auflösungsformen von der Art der Lösungen konstatiert werden kann. Es wäre eine nähere Untersuchung dieser Verhältnisse sehr erwünscht. Auch die Färbungen variieren mit der Entstehung und der Art der Begleitminerale. Radioaktive Höfe um Einschlüsse in violetter Fluorit sind nachgewiesen worden. Die blaue Färbung mag z. T. durch Ultramikronen in Verbindung mit radioaktiven Substanzen bedingt sein.

Entstehung: Fluorit bildet Pseudomorphosen nach Calcit, Baryt, Galenit, fluorhaltigen Zirkonsilikaten usw., er tritt auch als Versteinerungsmineral auf und findet sich hie und da in Sedimenten.

Viele der Pseudomorphosen nach Fluorit sind Perimorphosen (Zinkblende, Galenit, Pyrit, Markasit, Quarz, Chalcedon, Hämatit, Limonit, Manganerze, Karbonate, Chlorit, Talk, Kaolin, Feldspat).

Fluorit ist ein Mineral, das in einem weiten Bildungsbereich entsteht: liquidmagmatisch-pneumatolytisch bis apomagmatisch-hydrothermal oder lateralsekretionär hydrothermal und sedimentär. Am häufigsten ist Fluorit als Gangmineral.

2. Oktaedrischer Typus. $[110]$ -Typus

Die Betrachtung der morphologischen Verhältnisse des Fluorites hat uns mit Erscheinungen vertraut gemacht, die dem reinen hexaedrischen Typus fehlen. Es ist $\langle 111 \rangle$ die physikalisch weitaus wichtigste Form geworden. Zonen $[310]$ und $[211]$ treten neben $[110]$, $[100]$ und $[111]$ ganz besonders hervor. $\langle 311 \rangle$ ist wichtiger geworden als $\langle 211 \rangle$ oder $\langle 221 \rangle$. Das alles sind Variationen nach einer bestimmten Richtung hin, und es ist bereits darauf hingewiesen worden, daß ein Hervortreten der Bindungen $[110]$ diese neuen morphologischen Befunde zu erklären vermag. Es gibt nun eine Reihe wichtiger Mineralarten, bei denen das Verteilungsbild der Formen ähnlich ist wie bei Fluorit, der Würfel aber als Wachstumsform noch mehr zurücktritt. Soweit

wir von den Strukturen Kenntnis haben, bestätigen sie die Vermutung, daß der Komplex der Richtungen $[110]$ strukturell von großer Bedeutung geworden ist. Es mag daher vorgängig der Einzelbesprechung einiger Mineralien versucht werden, die zu erwartende Morphologie des reinen, theoretischen $[110]$ -Typus abzuleiten.

Es seien $[110]$ in ihrer kubischen Gleichwertigkeit die Grundvektoren. Wir erhalten dann:

$$\begin{array}{l} \text{I. Ableitung} \quad \overbrace{[110] \quad [1\bar{1}0] \quad [011] \quad [110]}^{[200] = [100]} \quad \overbrace{[211]} \\ \text{II. Ableitung} \quad [310] \quad [3\bar{1}0] \quad [222] = [111] \text{ u. } [321] \end{array}$$

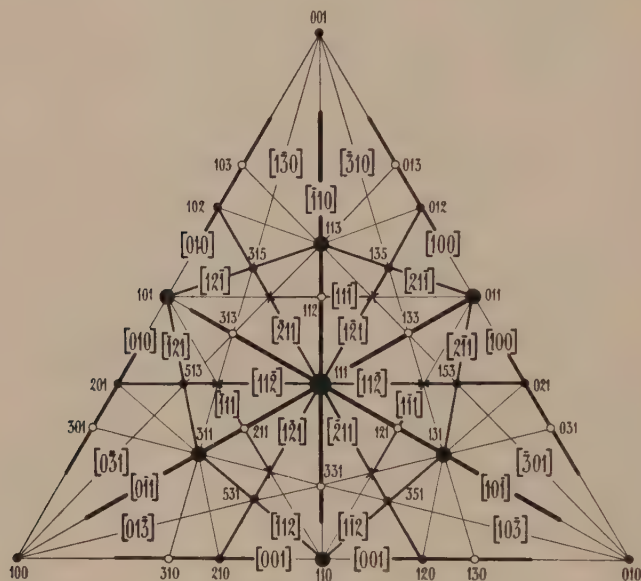


Fig. 37. Dreiecksprojektion der wichtigsten Flächen und Zonen im $[110]$ -, bzw. oktaedrischen Typus.

Hauptwachstumszonen sollten somit sein:

$$[110], [100], [211], \text{ ferner } [310], [111], [321].$$

Wichtigen Schnittpunkten dieser Zonen gehören folgende Formen an: $\langle 111 \rangle$, $\langle 110 \rangle$, $\langle 311 \rangle$, $\langle 210 \rangle$, $\langle 531 \rangle$, $\langle 100 \rangle$, $\langle 211 \rangle$, $\langle 331 \rangle$, $\langle 310 \rangle$, $\langle 321 \rangle$ usw.

Die Dreiecksprojektion Fig. 37 stellt die zu erwartenden Verhältnisse für den Idealtypus dar. Ohne weiteres ergibt ein Vergleich, daß tatsächlich das Diagramm für Fluorit (Fig. 36) eine Mittelstellung zwischen dem Idealdiagramm für den $[100]$ -Typus (Fig. 33) und dem Idealdiagramm für den $[110]$ -Typus (Fig. 37) einnimmt.

Hinsichtlich der Spaltbarkeitsverhältnisse ist zu erwarten, daß im allgemeinen eine ausgezeichnete Spaltform nicht vorhanden ist. Es treten ja bei kubischer Symmetrie 12 gleichartige Bindungsrichtungen auf, von denen jeweiligen höchstens 6 in einer Ebene liegen. Diese Ebene ist eine Fläche der Form $\langle 111 \rangle$. Am ehesten wird daher noch das Oktaeder Spaltform sein.

Die große Anzahl einander gleichwertiger, wichtigster Bindungsrichtungen wird auch bedingen, daß bei relativ raschem Wachstum Skelettbildung häufig sein wird.

Nach diesen Erörterungen wollen wir nun Mineralien betrachten, die dem charakterisierten Idealtypus sehr nahe kommen.

Kupfergruppe. Kubisch holoeidrisch

Hauptminerale: Gediegen Kupfer, gediegen Silber, gediegen Gold.

Ihnen liegt das kubisch flächenzentrierte Gitter zugrunde; somit sind $[110]$ kürzeste Bindungsrichtungen (siehe „Allgemeine Mineralogie“, z. B. Seite 616).

Physikalische Konstanten:

	Ordnungszahl	Kantenlänge des Elementarwürfels in A. E.	Kürzester Atomabstand in Richtung $[110]$ in A. E.	Lichtbrechung ¹⁾		
				n_D	n_F	n_G
Cu	29	3,61	2,55	0,60	1,12	1,13
Ag	47	4,07	2,87	0,27	0,20	0,27
Au	79	4,08	2,89	0,66	0,82	0,93

	Minima des Reflexionsvermögens im Ultravioletten bei λ (in $\mu\mu$) =	Magnetische Suszeptibilität $\times 10^6$ (pro Masseneinheit)	Elektrische Leitfähigkeit ²⁾ $\times 10^{-4}$ ($\text{cm}^{-1} \cdot \text{Ohm}^{-1}$)	Spez. Gew.
Cu	288 (schwach)	— 1	64	8,95
Ag	320 (sehr ausgesprochen)	— 0,2	67	10,5
Au	385 (schwach)	— 0,15	45	19,3

	Linearer Ausdehnungskoeffizient $\times 10^6$ zwischen 20° und 80°	Kompressibilität $\times 10^6$ ($\text{cm}^2/\text{Megabar}$) zwischen 0 und 10000 Atm.	Elastizitätsmodul $E \cdot 10^{-6}$ (Megabar/ cm^2)
Cu	1680	0,75	104
Ag	1920	0,97	70
Au	1440	0,57	80

¹⁾ Die von *Shea* ermittelten Brechungsindizes für Gold werden angezweifelt.

²⁾ Die Leitfähigkeit sinkt bei allen drei Metallen mit steigender Temperatur.

	Schmelzwärme cal/g	Schmelzpunkt C°	Siedepunkt C°
Cu	43	1083	2305
Ag	21	961	1950
Au	16	1063	2600

Die Temperaturfunktion der Wärmeleitfähigkeiten ist aus folgender Zusammenstellung ersichtlich.

t	— 253	— 183	— 160	0	200
Cu	4,4	1,2	—	0,94	0,94
Ag	—	—	1	1	—
Au	3,6	0,8	—	0,74	0,74

Für die spezifischen Wärmen bei verschiedenen Temperaturen liegen zahlreiche Bestimmungen vor:

Kupfer

t	— 249,6	— 245,4	— 239,7	— 186	— 136	— 39	17	50	177
c	0,0035	0,0051	0,0085	0,0524	0,0719	0,0879	0,0911	0,0928	0,0958

Silber

t	— 250	— 240	— 230	— 220	— 210	— 200	— 150
c	0,0056	0,0133	0,0208	0,0271	0,0326	0,0348	0,0479
t	— 100	— 50	0	58	262	316	
c	0,0524	0,0543	0,0556	0,0557	0,0599	0,0616	

Gold (mittlere spezifische Wärmen für verschiedene Temperaturintervalle)

t	20—381,5	20—495,5	20—508,5	20—544,5	20—681,0	20—851,0
c _m	0,0320	0,0323	0,0324	0,0325	0,0329	0,0336

Im Speziellen ergab sich:

t	18	100
c	0,0312	0,0314

Die lineare Ausdehnung (in mm pro m Länge) zwischen 0° und t° ist für Silber und Gold nach neueren Untersuchungen durch folgende Zahlenreihen gegeben:

t	0	100	200	300	400	500
Ag	0,00	1,968	4,00	6,08	8,23	10,43
Au	0,00	1,436	2,92	4,40	6,01	7,62

Gemeinsame qualitative Eigenschaften: Die Mineralien der Kupfergruppe, die geschmeidig, dehnbar und ohne gute Spaltbarkeit sind, haben eine Härte zwischen $2\frac{1}{2}$ und 3. Der Bruch ist hakig. (111) ist Translationsebene mit (?) [101] als Translationsrichtung. Metallglanz. Opak.

Gemeinsame morphologische Erscheinung: Kubisch holodrisch. Habitus im allgemeinen vorwiegend oktaedrisch, häufig erscheinen jedoch auch der Würfel (Cu, Ag) oder das Rhombendodekaeder (Au) formgebend. Nicht allzu selten findet sich eine gute Entwicklung der Tetra-kis-hexaeder oder Deltoidikositetraeder.

Gemeinsame Formen: $\langle 111 \rangle$, $\langle 100 \rangle$, $\langle 110 \rangle$, ferner im Hauptzonenstück $(100) \rightarrow (210)$ die Formen $\langle 410 \rangle$, $\langle 310 \rangle$, $\langle 520 \rangle$, $\langle 210 \rangle$ und in den Zonenstücken $(111) \rightarrow (100)$ die Formen $\langle 311 \rangle$, $\langle 211 \rangle$. Charakteristisch ist das Zurücktreten von $\langle 221 \rangle$ und verwandten Formen.

In der Projektion (Fig. 38) sind die gemeinsamen Formen mit ausgefüllten Kreisen, die wichtigeren Einzelformen mit Kreisringen, die übrigen mit Kreuzen bezeichnet. Man erkennt folgendes: Die Hauptzonen sind $[110]$ und $[100]$. Ferner

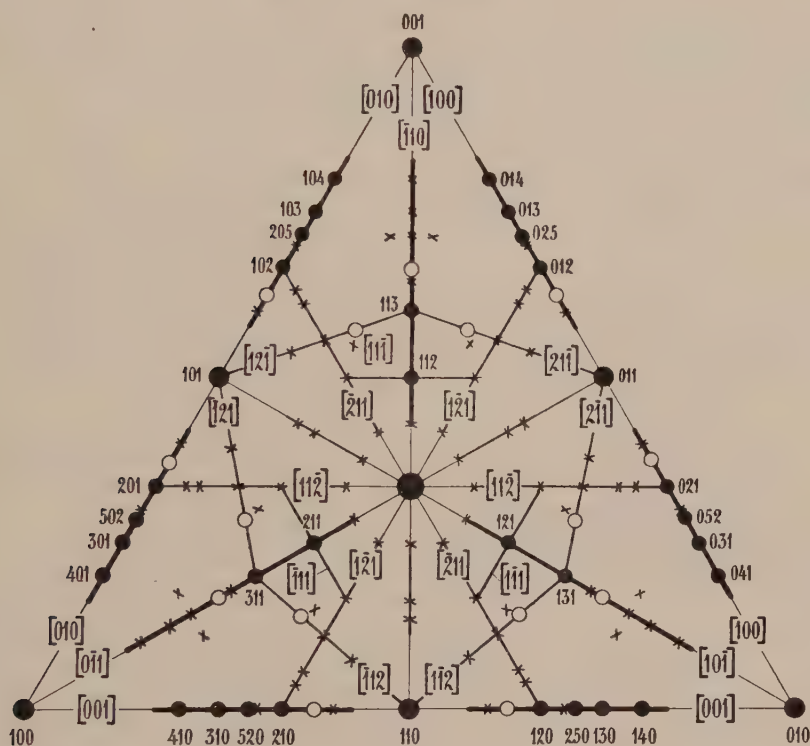


Fig. 38. Dreiecksprojektion der hauptsächlichsten Flächen und Zonen von Cu, Ag, Au. Den drei Mineralien gemeinsame Formen sind durch ausgefüllte Kreise, die wichtigeren Einzelformen durch leere Kreise und die übrigen Formen durch Kreuze bezeichnet.

liegen 6 der 9 Hexakisoktaeder in Zonen $[211]$. Die drei Hexakisoktaeder $\langle 12 \cdot 3 \cdot 2 \rangle$, $\langle 11 \cdot 6 \cdot 1 \rangle$, $\langle 18 \cdot 10 \cdot 5 \rangle$ (alle bei Cu) sind den $[211]$ -Zonen benachbart. $[100]$ - und $[211]$ -Zonen leiten sich vektoriell als erste Nebenzonen aus den Zonen $[110]$ ab, die somit in Übereinstimmung mit der Struktur als wichtigste Richtungen angesehen werden dürfen. Die Zonen sind indessen in charakteristischer Weise verschieden besetzt; besonders wichtig erscheinen die Stücke

der $[110]$ -Zonen von $\langle 211 \rangle$ bis $\langle 811 \rangle$,

der $[100]$ -Zonen von $\langle 410 \rangle$ bis $\langle 530 \rangle$, während

die $[211]$ -Zonen gleichmäßig besetzt sind mit Ausnahme der Stücke von $\langle 311 \rangle$ bis $\langle 210 \rangle$.

Um $\langle 111 \rangle$, $\langle 100 \rangle$ und $\langle 110 \rangle$ sind freie Höfe (siehe „Allgemeine Mineralogie“, S. 649).

Kupfer, Silber, Gold bilden sehr häufig dendritische, gestrickte, baumförmige, moos-, draht-, haar- und blechförmige Aggregate verzerrter Formen. Dabei treten als Richtungen der Verzerrung oder Parallelverwachsungen wiederum die Kantenrichtungen [100], [110], [211], ferner [111] hervor. Im letzteren Fall entstehen Verzerrungen, die scheinbar rhomboedrische Symmetrie vortäuschen. Zwillinge nach dem Spinellgesetz, d. h. nach (111) treten gerne in tafeliger bis blechförmiger Ausbildung nach der Oktaederfläche auf. Bei Verzerrungen nach [211] resultiert (wie besonders bei Cu) scheinbar rhombisch hemimorphe Gestalt. Hohle Formen und Vertiefungen sind an Kristallen nicht selten.

Chemische Verhältnisse:

Ag-Au kontinuierlich mischbar, Liquidus- und Soliduskurve ohne Minimum.

Ag-Cu. Eutektikum bei 72 Gewichts-% Ag. Nur geringe Mischbarkeit beidseitig.

Au-Cu kontinuierlich mischbar mit Minimum bei ca. 82 Gewichts-% Au.

Au-Pt kontinuierlich mischbar?, ohne Maximum und Minimum (ebenso bei höherer Temperatur Pt-Fe).

Im ternären System Ag-Au-Cu tritt eine Mischungslücke auf (Fig. 39), die sich von der Grenzlinie Cu-Ag bis zum Punkt B erstreckt. Die atomprozentige Zu-

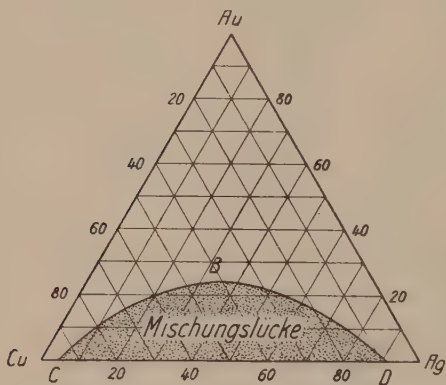


Fig. 39. Mischungslücke im ternären System Ag-Au-Cu.

Zusammensetzung von B ist durch die Zahlen 42,5 Cu, 33,5 Ag, 24,0 Au bestimmt.

In der Natur findet sich neben fast reinem Cu, Ag, Au besonders: goldhaltiges Silber = Küstelit, quecksilberhaltiges Silber = Amalgam (z. T.), silberhaltiges Gold = Electrum, rhodiumhaltiges Gold = Rhodit, palladiumhaltiges Gold = Porpezit, ferner auch iridium- und platinhaltiges Gold.

Gediegen Kupfer Cu. Kubisch holoedrisch

Spezielle Kennzeichen: Farbe kupferrot, jedoch öfters braun bis gelb angelaufen. Auch rot, grün und seltener blau durch oberflächliche Umwandlung in Cuprit, Malachit, Azurit. Der Strich ist schmutziggrau mit Stich ins Grüne, die Reflexionsfarbe leuchtend kupferrot.

Spezielle Morphologie: Neben den der Cu-Gruppe gemeinsamen Hauptformen (Seite 129) sind noch zu erwähnen: $\langle 530 \rangle$, $\langle 730 \rangle$, $\langle 320 \rangle$, $\langle 11 \cdot 10 \cdot 0 \rangle$, $\langle 411 \rangle$, $\langle 511 \rangle$, $\langle 611 \rangle$, $\langle 322 \rangle$, $\langle 722 \rangle$, $\langle 421 \rangle$, $\langle 531 \rangle$, $\langle 12 \cdot 3 \cdot 2 \rangle$, $\langle 11 \cdot 6 \cdot 1 \rangle$, $\langle 18 \cdot 10 \cdot 5 \rangle$. Hauptkombinationen: $\langle 100 \rangle$; $\langle 111 \rangle$; $\langle 100 \rangle \langle h10 \rangle$; $\langle 111 \rangle \langle 100 \rangle \langle 110 \rangle \pm \langle h10 \rangle$; $\langle 111 \rangle \langle 11h \rangle \langle h10 \rangle \pm \langle 100 \rangle$. Das Oktaeder ist bei Cu etwas seltener als bei Ag und Au. Tetrakishexaeder, wie $\langle 210 \rangle$ und $\langle 530 \rangle$, treten auch für sich auf. Am häufigsten sind unter den Pyramidenwürfeln $\langle 210 \rangle$, $\langle 410 \rangle$ oder dann $\langle 520 \rangle$, bzw. $\langle 530 \rangle$. Die Tetrakishexaeder sind oft nach $[100]$ oder $[hk0]$ gestreift. Habitus (Fig. 40) hexaedrisch bis tetrakishexaedrisch, oktaedrisch, seltener ikositetraedrisch oder dodekaedrisch, sehr häufig mit trigonaler oder rhombischer Verzerrung.

Paragenesis und Vorkommen: Pseudomorphosen nach Cuprit, Azurit, Chalkopyrit, Aragonit usw., sowie Umwandlungen in Cuprit, Malachit, Azurit usw. sind bekannt.

Die hauptsächlichste Entstehung ist eine primär und sekundär hydrothermale. In der Kupfer-Zeolithformation sind Zeolithe und Karbonate Begleitminerale. Auf peri- und apomagmatischen Kupfererzlagerstätten ist gediegen Kupfer meist nur spärliches Neubildungsprodukt.

Gediegen Silber Ag. Kubisch holoeidrisch

Spezielle Kennzeichen: Die Farbe ist silberweiß bis gelblich, oft gelb, braun bis kupferrötlich, der Strich etwas bräunlicher als der von Graphit, die Reflexionsfarbe hell gelblichweiß.

Spezielle Morphologie: Neben den Cu, Ag, Au gemeinsamen Formen sind noch zu nennen: $\langle 740 \rangle$, $\langle 331 \rangle$, $\langle 552 \rangle$, $\langle 332 \rangle$, $\langle 751 \rangle$, $\langle 331 \rangle$. Allein treten vorwiegend $\langle 100 \rangle$, $\langle 111 \rangle$, $\langle 520 \rangle$, $\langle 410 \rangle$, $\langle 210 \rangle$, seltener $\langle 110 \rangle$ auf. $\langle 311 \rangle$ ist häufiger als bei Kupfer, ebenso $\langle 211 \rangle$. Schaliger Bau auf $\langle 100 \rangle$ ist durch $\langle hk0 \rangle$ bedingt. Der Habitus (Fig. 40) ist oktaedrisch $\pm \langle 311 \rangle$, daneben oft auch hexaedrisch oder tetrakishexaedrisch.

Chemismus: Silber wandelt sich in Silberglanz und Chlorsilber um und findet sich (bei häufig sekundärer Entstehung) auf apomagmatischen und perimagmatischen, vorwiegend hydrothermalen Erzlagerstätten (Fig. 41).

Gediegen Gold Au. Kubisch holoeidrisch

Spezielle Kennzeichen sind die goldgelbe, zuweilen auch weißliche bis rötliche Farbe, der goldgelbe Strich und die ebenfalls goldgelbe Reflexionsfarbe.

Spezielle Morphologie: Neben den schon genannten, mit Cu und Ag gemeinsamen Formen sind bekannt: $\langle 811 \rangle$, $\langle 411 \rangle$, $\langle 421 \rangle$, $\langle 321 \rangle$, $\langle 543 \rangle$,

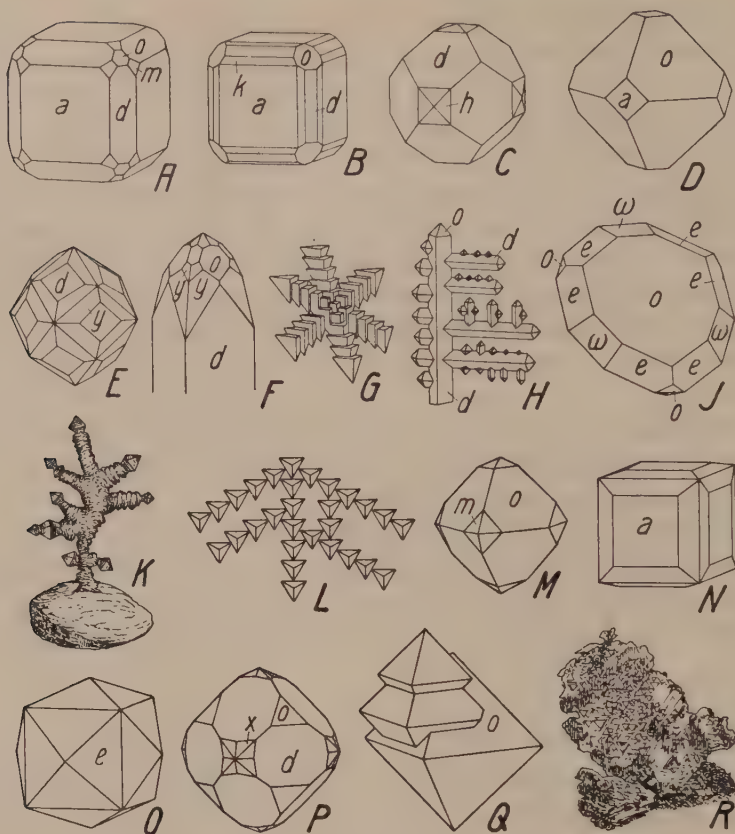


Fig. 40. Habitusbilder von Kupfer (A—J), Silber (K—N), Gold (O—R). a $\langle 100 \rangle$, d $\langle 110 \rangle$, o $\langle 111 \rangle$, h $\langle 410 \rangle$, k $\langle 520 \rangle$, e $\langle 210 \rangle$, m $\langle 311 \rangle$, x $\langle 18 \cdot 10 \cdot 1 \rangle$, y $\langle 18 \cdot 10 \cdot 5 \rangle$. Die vier ersten Figuren (A, C vom Lake Superior, ebenso wie E—H, B von Bogoslawsk) zeigen den gewöhnlichen hexaëdrischen bis tetrakis-hexaëdrischen, oktaëdrischen und dodekaëdrischen Habitus der Kupferkristalle. An E und F erscheint das komplizierte Hexakisoktaeder $\langle 18 \cdot 10 \cdot 5 \rangle$, dessen Flächen aber nicht den Kantenzonen des Rhombendodekaeders angehören. F ist nach einer Tetragyre gestreckt, die verschiedenen Flächen der einzelnen Formen haben ganz ungleiche Größe. G und H sind typische Wachstumsformen. Bei G gruppieren sich um einen zentralen Würfel zahlreiche andere, in streng paralleler Orientierung längs $[\bar{2}11]$, $[\bar{1}21]$, $[\bar{1}1\bar{2}]$, den drei Höhenlinien von (111) . Nach dieser Ebene sind übrigens noch alle würfeligen Subindividuen des Gebildes verzwilligt. Dodekaëdrisch-oktaëdrisch ist der Habitus von H. Jeder Stiel besteht aus vier einer Hauptachse parallelen Flächen der Form $\langle 110 \rangle$ und ist am freien Ende von je vier Oktaederflächen abgeschlossen. Das Ganze stellt ein einziges, einheitliches Kristallindividuum dar. J (Cornwall) ist ein in der $[111]$ -Richtung verkürzter Zwilling nach (111) . Würden einzig die angegebenen Flächen von $\langle 210 \rangle$ auftreten, so hätte der Kristall ganz das Aussehen einer hexagonalen Bipyramide, da die Winkel an sämtlichen Kanten von $\langle 210 \rangle$ gleiche Größe haben. — Wachstumsformen von Silber stellen K (Kongsberg) und L (Potosi) dar. Der Bauplan von K stimmt genau mit demjenigen von H überein, nur daß jetzt alle drei Tetragyre-richtungen zur Geltung kommen und daß die einzelnen Äste des biegsamen Minerals gegenseitig mehr oder weniger verdreht sind. L stellt dieselbe Würfelanordnung dar wie G; es ist bloß die Zeichnung etwas anders orientiert (Projektion auf (111)) und die Aneinanderreihung der einzelnen, wiederum verzwilligten Würfelchen ist ausgeprägter baumförmig. — O (Katharinenburg), P (Beresow), Q (Sysertsck) sind schöne Gold-

(Fortsetzung auf Seite 133 unten.)

$\langle 18 \cdot 10 \cdot 1 \rangle$, letztere Form zum Teil charakteristisch. Im Habitus (Fig. 40) ist Gold (das wie Cu und Ag gerne nur dendritisch-blechförmig auftritt) häufig oktaedrisch mit $\langle 311 \rangle$ (dieses auch allein). Auch dodekaedrischen, seltener würfeligen Habitus findet man. Wichtige Kombinationen sind $\langle 111 \rangle \langle 100 \rangle$; $\langle 111 \rangle \langle 110 \rangle$; $\langle 111 \rangle \langle 110 \rangle \langle 311 \rangle$ oder $\langle 211 \rangle$; $\langle 111 \rangle \langle 100 \rangle \langle 311 \rangle$; $\langle 111 \rangle \langle 110 \rangle \langle 100 \rangle$. Als Tetrakishexaeder sind $\langle 210 \rangle \langle 310 \rangle \langle 410 \rangle$ besonders wichtig. $\langle 520 \rangle$ tritt für sich auf. $\langle 211 \rangle$ begrenzt haupt-

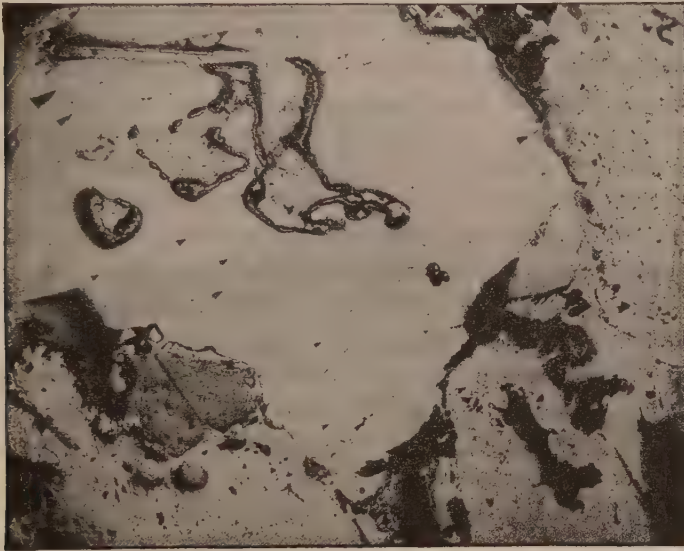


Fig. 41. Polierter, ungeätzter Anschliff eines Erzstückes von Andreasberg im Harz. 13fache Vergrößerung. Der große, helle Teil gibt sich durch die dreieckigen Spalt- ausbrüche als Galenit zu erkennen. Er wird verdrängt durch Rotgiltigerz, das durch die körnige Oberfläche von hellgrauer Farbe charakterisiert ist. An der Grenze beider Erze hat sich gediegen Silber ausgeschieden in Form eines glänzend weißen Saumes von hohem Relief.

sächlich nach $\langle 111 \rangle$ tafelige, verzwillingte Kristalle. Streifung parallel $[100]$ und $[110]$.

Vorkommen: Als Berggold tritt das Mineral in perimagmatischen und apomagmatischen Erzlagerstätten auf, als Seifengold ist es in klastisch-sedimentären Ablagerungen angereichert.

(Fortsetzung der Erläuterung von Fig. 40.)

kristalle. Von besonderem Interesse ist R (z. B. Siebenbürgen), eine dünne, von zwei Oktaederflächen begrenzte Platte. Auf der Oberfläche sind dreieckige Zeichnungen sichtbar, deren Orientierung indessen nicht durchwegs die gleiche ist. Es deutet dies auf Zwillingsbildung hin. Zwillingssebene ist die an der Platte vorherrschende Oktaederfläche, und die Individuen sind nach einer dazu senkrechten Ebene von $\langle 211 \rangle$ oder ganz unregelmäßig verwachsen.

Arsenolithgruppe $R_2^{III}O_3$. Kubisch holoeidrisch

Hauptmineralien: Arsenolith ($R = As$) und Senarmontit ($R = Sb$).

	n_D	n_{Rot}	Spez. Gew.	Härte	Ausdehnungs- koeffizient $\times 10^6$ bei 40°	Spez. Wärme zwischen 17° und 100°
Arsenolith As_2O_3	1,755	1,748	3,71 (?)	1—2	4,126	0,13
Senarmontit Sb_2O_3	2,087	2,073	5,25	2—2 $\frac{1}{2}$	1,963	0,084

Die Struktur von Arsenolith und Senarmontit kann mit der Diamantstruktur in Beziehung gebracht werden. Der Einheitswürfel enthält je 8 Molekeln As_4O_6 , bezw. Sb_4O_6 und hat eine Kantenlänge von 11,06 A. E., bezw. 11,14 A. E. Kürzester Abstand $As - O = 2,01$, bezw. $Sb - O = 2,22$ A. E.

Gemeinsame qualitative physikalische Kennzeichen: Farblos (grünlich bis gelblichrötlich). Durchsichtig bis durchscheinend. Optisch oft anomal. Lamellenbau. Bei höherer Temperatur wohl völlig isotrop werdend. Spaltbarkeit oktaedrisch. Nichtleiter der Elektrizität.

Gemeinsame Morphologie: Stets oktaedrischer Habitus. Nur selten ist mit dem Oktaeder das Rhombendodekaeder oder ein vizinales Triakisoktaeder kombiniert.

Arsenolith As_2O_3 . Kubisch holoeidrisch

Spezielle Kennzeichen: Fett- bis diamantglänzend. Auf Arsen durch Oxydation gebildeter Arsenolith ist hie und da so orientiert, daß eine Hexagyroide und die dazu senkrechten Digyren mit den entsprechenden Symmetrieelementen des Arsens zusammenfallen. Ein Oktaederflächenpaar des Arsenoliths ist also dem Basispinakoid des Arsens parallel. Arsenolith bildet auch radialstrahlige Aggregate und stalaktitische Formen, sowie Überzüge auf Arsenerzen. Er ist ein typisches Mineral der Oxydationszone und wandelt sich selbst etwa in Realgar um.

Senarmontit Sb_2O_3 . Kubisch holoeidrisch

Spezielle Kennzeichen: Glas- bis seidenglänzend. Faserige Paramorphosen des rhombischen Valentinites (einer zweiten Modifikation von Sb_2O_3 , siehe „Allg. Mineralogie“, Seite 528) nach Senarmontit sind bekannt, verbunden mit Pseudomorphosen von Arsenolith nach Antimonit. Sonst wie Arsenolith, doch ist der unebene, muschelige Bruch oft gut erkennbar.

$n_D = 2,36$. Das Maximum der lichtelektrischen Leitfähigkeit liegt bei $\lambda = 315 \mu\mu$. Durch eine 2,15 mm dicke Platte geht Licht von $\lambda = 302 \mu\mu$ noch vollständig hindurch.

Spinellgruppe. Kubisch holoeidrisch

Allgemeine chemische Zusammensetzung: $[R_2^{III}O_4]R^{II}$. $R^{III} = Al, Fe, Cr, Mn$, untergeordnet Ti ; $R^{II} = Mg, Fe, Mn, Zn, ?Cr$.

Viele physikalische Größen sind nicht an einfach zusammengesetzten Verbindungen, sondern an Mischkristallen studiert worden.

Gemeinsame Symmetrie und Struktur: Kubisch holoeidrisch, mit Wiederholung parallel gleich umgebener Punkte in allseitig flächenzentrierten Würfelgittern (vergl. „Allgemeine Mineralogie“, Fig. 520, Seite 622). Spezielle Punktlage: Die R^{II} -Schwerpunkte bilden Gitterkomplexe vom Typus Diamant¹⁾ $= [0 | \frac{1}{4} \frac{1}{4} \frac{1}{4}]'''$. Die Gitterkomplexe der R^{III} -Schwerpunkte sind von der Form $[0 | \frac{1}{4} \frac{1}{4} 0 | \frac{1}{4} 0 \frac{1}{4} | 0 \frac{1}{4} \frac{1}{4}]'''$ mit dem Nullpunkt in $[\frac{5}{8} \frac{5}{8} \frac{5}{8}]$ des R^{II} -Gitters. Die Sauerstoffatome haben an sich beliebige Lage auf den Triglyren, sie bilden die Ecken von Tetraedern um die R^{II} , und bei Magnetit auch die Ecken von Oktaedern um die R^{III} -Schwerpunkte.

Die Struktur des Magnetits ist so typisch für einfache Molekularstrukturen, daß einige analytisch-geometrische Beziehungen hier ganz am Platze sind. Eigentliche Molekularkomplexe sind auf Grund der Atomabstandsverhältnisse nicht mehr konstruierbar. Es hat insbesondere in der Lage der O-Atome zu den Fe^{++} und Fe^{+++} -Atomen ein Ausgleich stattgefunden. Indessen ist aus dieser Struktur deutlich das Bestreben der Atome ersichtlich, sich in der 4-, 6-, 8- oder 12-Zahl möglichst gleichmäßig von anderen Atomen umgeben zu lassen. Die Strukturformeln der Molekularchemie treten in einem Strukturmodell von Magnetit deutlich in Erscheinung. Die Fe^{++} -Atome sind, wie die C-Atome des Diamanten, untereinander in tetraedrischem Verband, und ihre kürzeste Entfernung beträgt $\frac{a}{4}\sqrt{3} = 3,59$ A. E. Senkrecht zu den Triglyren bilden die Fe^{++} -Atome Sechsecke mit auf- und absteigenden Kanten, also nicht ebene Sechsecke. Die Seitenlänge entspricht dem oben vermerkten kürzesten Abstand zweier Fe^{++} -Atome voneinander. Jedes Fe^{+++} -Atom ist in sechs gleichen kürzesten Abständen von sechs Fe^{+++} -Atomen umgeben. Die Verbindungslinien gehen [110]-Richtungen parallel und bilden die Normalen zu den Flächen eines Rhomboeders mit dem Polkantenwinkel von 60° und einem Lateralkantenwinkel von 120° . Die Länge der je sechs kürzesten Verbindungslinien von Fe^{+++} zu Fe^{+++} -Atomen ist $\frac{a}{4}\sqrt{2} = 2,94$ A. E.

In genau gleicher Weise ist jedes Sauerstoffatom von sechs anderen Sauerstoffatomen umgeben. Es folgt daraus, daß die Geraden [110] von Fe^{+++} und O-Atomen am dichtesten besetzt sind. Doch fallen die O-Atome nicht auf die gleichen [110]-Gitterlinien wie die Fe^{+++} -Atome. In einer Würfelfläche wechseln O-Linien mit Fe^{+++} -Linien regelmäßig ab. (100)-Netzebenen von O und Fe^{++} wechseln ihrerseits mit Netzebenen Fe^{++} regelmäßig ab. Die [111]-Geraden enthalten kürzeste und dreifach längere Abstände von Fe^{++} -Atomen. Die letzteren sind aber durch zwei O-Atome und ein Fe^{+++} -Atom unterteilt.

¹⁾ Durch das Symbol $[. . .]'''$ wird eine Wiederholung der Punkte in flächenzentrierten Gittern bezeichnet. $[0 | \frac{1}{4} \frac{1}{4} \frac{1}{4}]'''$ bedeutet zwei ineinander gestellte flächenzentrierte Gitter, von denen das eine um $\frac{1}{4} \frac{1}{4} \frac{1}{4}$ dem andern gegenüber verschoben ist. Demgemäß definiert das Symbol $[0 | \frac{1}{4} \frac{1}{4} 0 | \frac{1}{4} 0 \frac{1}{4} | 0 \frac{1}{4} \frac{1}{4}]'''$ einen Komplex von vier ineinander gestellten flächenzentrierten Gittern.

Jedes Fe^{++} -Atom ist in zwölf gleichen kürzesten Abständen von Fe^{+++} -Atomen umgeben. Die Verbindungsgeraden sind $[311]$ -Richtungen, in kubisch hemimorpher Zusammengehörigkeit. Die Länge dieser Entfernungen ist $\frac{a}{8}\sqrt{11} = 3,44 \text{ A. E.}$ In den gleichen Entfernungen, jeweilen dem korrelaten Triakistetraeder angehörig (also z. B. in $[\bar{3}11]$ -Richtungen), liegen um ein Fe^{++} -Atom O-Atome gruppiert. Allein das sind nicht die nächstbenachbarten. Diese sind zu vierten tetraedrisch um ein Fe^{++} -Atom gelagert, in der Entfernung von $\frac{a}{8}\sqrt{3} = 1,8 \text{ A. E.}$

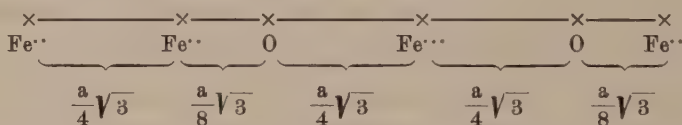
Jedes Fe^{+++} -Atom ist in je sechs gleichen kürzesten $[311]$ -Richtungen von Fe^{++} -Atomen umgeben und liegt im Zentrum je eines der erwähnten, nicht komplaren Sechsecke. Die Verbindungslinien lassen sich als Normalen zu den Flächen eines sehr flachen Rhomboeders (Polkantenwinkel $= 74^\circ 44\frac{1}{2}'$, Lateralkantenwinkel $= 105^\circ 15\frac{1}{2}'$) deuten. Der Abstand ist natürlich wie oben $\frac{a}{8}\sqrt{11} = 3,44 \text{ A. E.}$ Die Sauerstoffatome umgeben nach dem gewöhnlichen Sechserkoordinationsschema die Fe^{+++} -Atome. In den sechs aufeinander senkrecht stehenden Richtungen parallel $[100]$ finden sich nämlich im Abstände von $\frac{a}{4} = 2,075 \text{ A. E.}$ die O-Atome um ein Fe^{+++} -Atom gruppiert.

Die einfachsten Gittergeraden zeigen folgende Ausbildung:

[100]: Fe^{++} -Geraden für sich; zu je vierten von Fe^{+++} -O-Geraden umgeben mit Fe^{+++} : O = 1:2. Jede Fe^{+++} -O-Gerade liegt mitten zwischen zwei Fe^{++} -Geraden.

[110]: Verteilung bereits oben erwähnt.

[111]: Neben Geraden der Besetzung:



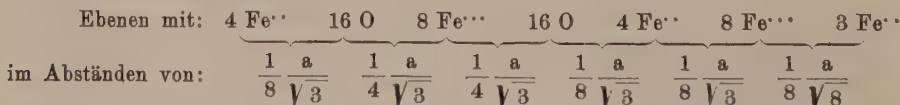
sind (zu sechsen darum gruppiert) Geraden O- Fe^{++} -O vorhanden.

Die einfachsten Netzebenen sind wie folgt gebaut:

(100): Auf Fe^{++} -Ebenen relativ geringer Belastung folgen in $\frac{a}{8}$ -Abstand $\text{Fe}_2^{+++}\text{O}_4$ -Ebenen.

(110): Auf Ebenen mit $\text{Fe}^{++}:\text{Fe}^{+++}:\text{O} = 2:2:4$ folgen Ebenen mit $\text{Fe}^{+++}:\text{O} = 2:4$ im Abstände $\frac{a}{8}\sqrt{2}$.

(111): Es folgen aufeinander



Selbst der maximale Massenebenenabstand parallel $\langle 111 \rangle$ ist etwas kleiner als der Abstand der Massenebenen parallel $\langle 110 \rangle$. Er ist jedoch größer als parallel $\langle 100 \rangle$.

Gruppenmerkmale: Spezifisches Gewicht 3,5—5,5. Härte $5\frac{1}{2}$ —8. Keine gute Spaltbarkeit, öfters jedoch Absonderung, insbesondere nach $\langle 111 \rangle$. Bruch muschelrig. Hauptform $\langle 111 \rangle$. Zwillinge nach $\langle 111 \rangle = \text{Spinellgesetz}$.

Spezieller Chemismus: Hauptmineral ist Magnetit = $[\text{Fe}_2\text{O}_4]\text{Fe}$, mit meist nur schwachem Mg-, Mn-, Ni-, Ti-, Cr-, Al-Gehalt. Der gewöhnliche Spinell ist vorwiegend $[\text{Al}_2\text{O}_4]\text{Mg}$ mit etwas Fe'' oder (und) Fe''' . Chromhaltige Spinelle heißen Pikotite. Vorwiegend aus $[\text{Al}_2\text{O}_4]\text{Fe}$ besteht der Hercynit; er enthält indessen öfters nicht unbeträchtliche Mengen Mg statt Fe. $[\text{Al}_2\text{O}_4]\text{Zn}$ ist hauptsächlich im Gahnit vertreten. Fe''' -reichere Zinkspinelle sind Kreittonit (zugleich etwas Fe'' , Mg) oder Dysluit (noch Al-reicher mit erheblichem Ersatz des Zn durch Fe'' und Mn) genannt worden. Magnesioferrit ist $[\text{Fe}_2\text{O}_4]\text{Mg}$ mit teil-



Fig. 42. Polierter und mit rauchender Salzsäure geätzter Anschliff (parallel einer Würfel­fläche) eines Titanomagnetitkristalles von Smalands Taberg, Schweden. 420fache Vergrößerung. Die diagonal gestellten, in der Magnetitgrundmasse eingelagerten hellen Lamellen entsprechen Ilmenittäfelchen, die quer und senkrecht verlaufenden schwarzen Streifen sind sogen. Eisenspinell.

weisem Ersatz von Mg durch Fe'' und Mn und von Fe''' durch Al (titanhaltig). $[\text{Al}_2\text{O}_4]\text{Mn}$ und $[\text{Fe}_2\text{O}_4]\text{Mn}$ lassen sich künstlich in Spinellform darstellen. Manganreich scheint der Jacobsit zu sein. Auch der Franklinit mit relativ reichlich $[\text{Fe}_2\text{O}_4]\text{Zn}$ enthält Mn. Der Chromit (Chromeisenerz) enthält beträchtlich $[\text{Cr}_2\text{O}_4]\text{Fe}$, jedoch auch $[\text{Cr}_2\text{O}_4]\text{Mg}$, $[\text{Al}_2\text{O}_4]\text{Mg}$, eventuell $[\text{Fe}_2\text{O}_4]\text{R}$.

Über die besonderen Mischungsverhältnisse und Mischungslücken ist noch fast nichts bekannt. Einen eingehenderen Klassifikationsversuch findet man in der „Allgemeinen Mineralogie“, Seite 597.

Experimentaluntersuchungen machen es wahrscheinlich, daß $[\text{Al}_2\text{O}_4]\text{Mg}$ und $[\text{Al}_2\text{O}_4]\text{Fe}$ kontinuierlich mischbar sind, daß indessen Al und Fe''' sich nur bis zu einem gewissen Grad ersetzen können. Interessant

ist die experimentelle Feststellung einer erheblichen Mischbarkeit von $[\text{Al}_2\text{O}_4]\text{Mg}$ mit $[\text{Al}_2\text{O}_3]$ und von $[\text{Fe}_2\text{O}_4]\text{Fe}$ mit $[\text{Fe}_2\text{O}_3]$. Vielleicht ist der Högbo mit ein derartiges, in der Sesquioxydform auftretendes Mineral. Magnetite mit geringem TiO_2 -Gehalt scheinen homogen zu sein. Sehr häufig sind indessen die sogenannten Titanomagnetite (Fig. 42), d. h. Magnetite mit gesetzmäßig orientierten Ilmeniteinschlüssen. Auch $[\text{Al}_2\text{O}_4]\text{Fe}$ und Fe_2O_3 sind in Magnetiten oft gesetzmäßig orientiert eingewachsen. Vermutlich handelt es sich um Entmischungsstrukturen. Es scheint bei höherer Temperatur ausgedehntere Mischbarkeit vorzukommen als bei tieferer.

Magnetit $[\text{Fe}_2\text{O}_4]\text{Fe}$. Kubisch holodrisch

Spezielle Kennzeichen und physikalische Daten: Farbe eisen-schwarz, opak, Metallglanz. Strichschwarz. Reflexionsfarbe grau bis blaugrau oder ins Braune spielend. Das Mineral ist stark ferromagnetisch, jedoch nicht magnetisch isotrop. Die Magnetisierbarkeit ist im allgemeinen am stärksten nach den Triglyren. Diese magnetische Anisotropie steht vielleicht mit schaligem Aufbau nach den Oktaederflächen in Zusammenhang.

Härte $5\frac{1}{2}$ —6. Bruch muschelilig. Spezifisches Gewicht 4,96—5,40, im Mittel 5,16. $n_D = 2,42$.

Spezifischer elektrischer Widerstand bei $17^\circ = 0,595$ Ohm pro cm. Zwischen 17° und 100° ist die spezifische Wärme $c = 0,17$. Kubischer Ausdehnungskoeffizient zwischen 16° und $47^\circ = 0,000029$. Der Schmelzpunkt liegt bei $1530^\circ \pm 10^\circ$.

Neuerdings wurde festgestellt, daß die thermische Dilatation ferromagnetischer Substanzen Unstetigkeiten zeigt. Die wahre lineare Ausdehnung des Magnetits wächst z. B. von $8 \cdot 10^{-6}$ bei 0° in beschleunigter Weise, bis sie bei 570° $24 \cdot 10^{-6}$ erreicht hat. Dann fällt sie wieder rasch ab. Die Umwandlung ist fast streng reversibel, entspricht aber keiner Phasenänderung. Die Umwandlungstemperatur ist ungefähr die Temperatur des magnetischen Curie-Punktes. (530° — 580°).

Bei hohem Druck lassen sich durch Pressung Gleitzwillinge mit $K_1 = (111)$, $K_2 = (11\bar{1})$ herstellen.

Spezielle Morphologie: In der Projektion Fig. 43 sind alle wesentlichen, an Magnetit gefundenen Wachstumsformen eingetragen. Die Hauptzonen sind $[110]$, daraus leiten sich als wichtigste Nebenzonen ab $[211]$ und $[100]$. Alle bis auf zwei Formen gehören diesen Zonen an. Die Hauptformen in der Reihenfolge ihrer Wichtigkeit sind: $\langle 111 \rangle$ und $\langle 110 \rangle$, dann $\langle 311 \rangle$, $\langle 100 \rangle$, $\langle 211 \rangle$, $\langle 531 \rangle$, $\langle 310 \rangle$, $\langle 321 \rangle$. Der Habitus (Fig. 44) ist oktaedrisch, rhombendodekaedrisch, viel seltener ikositetraedrisch oder gar würfelig. Die häufigen Zwillinge nach (111) zeigen nicht selten pseudorhomboedrische Ausbildung (tafelig nach Zwillingsfläche). Die Rhombendodekaeder sind gerne parallel $[110]$ gestreift oder gerieft (Fig. 44, D, E).

Von den bekannten Hexakisoktaedern gehören fast alle zu Zonen [211]. Sie sind somit isogonal, das heißt, die Flächenwinkel an den sechs in einer trigyrischen Ecke zusammenstoßenden Kanten sind gleich. Das Projektionsbild, verglichen mit dem der Kupfergruppe, zeigt folgendes: Die Zonen [100] treten zurück, jedoch finden sich Flächen bis gegen $\langle 100 \rangle$ hin. Auch die Deltoidikositetraeder können würfelförmlicher sein. Von den Zonen [211] sind nur einzelne Stücke durch mehrere Wachstumsflächen ausgezeichnet. Indessen zeigt sich eine stärkere Besetzung der Zonen [111] und [310]; auch Teile von [210] sind gut besetzt. Von den wichtigsten Formen liegen: $\langle 111 \rangle$ in je drei Zonen [110] und [211]; $\langle 110 \rangle$ in je einer Zone [100], [110]

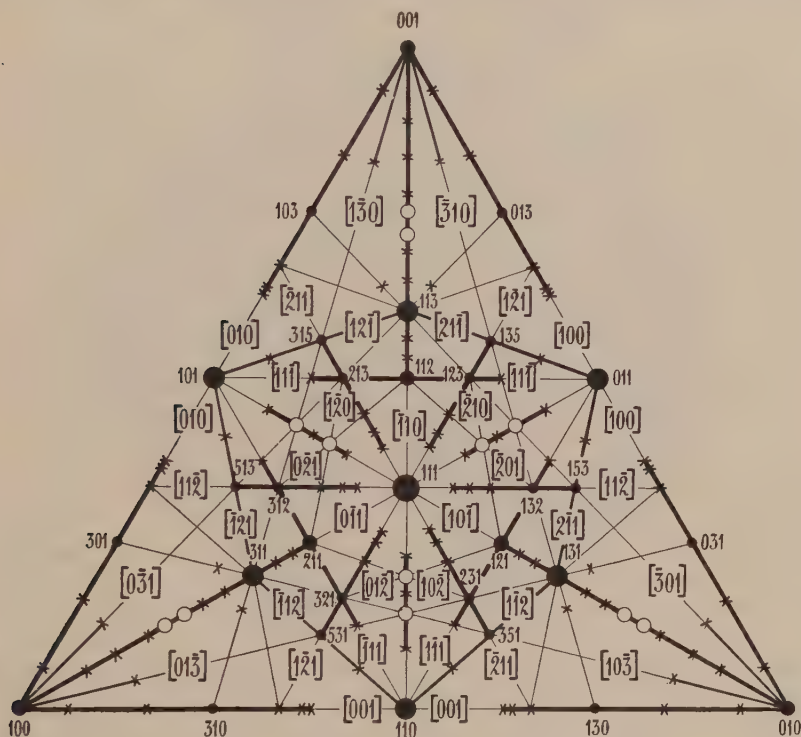


Fig. 43. Dreiecksprojektion der hauptsächlichsten Flächen und Zonen von Magnetit

und in je 2 Zonen $[111]$ und $[211]$; $\langle 311 \rangle$ in einer Zone $[110]$ und in je 2 Zonen $[211]$ und $[310]$. Das nächstwichtige Hexakisoktaeder $\langle 531 \rangle$ liegt im Schnitt von je 2 Zonen $[211]$ mit einer Zone $[310]$.

Als Ätzzonen sind besonders die [110]-Zonen ausgezeichnet und zwar beteiligen sich bei künstlicher Ätzung durch HCl und H₂SO₄ Triakisoktaeder besonders reichlich an der Grubenwandbegrenzung. Natürliche Kristalle zeigen jedoch auch andere Ätz-Lichtfiguren. Oktaeder- und Rhombendodekaederflächen sind indessen immer primäre Ätzflächen, zu denen die Triakisoktaeder hinzukommen können. Die Endform der Lösung bei kugeligem Ausgangskörper ist schon Seite 672 (Fig. 544b) der „Allgemeinen Mineralogie“ abgebildet worden.

Chemische Verhältnisse und Bildung: Beim Erhitzen auf 500° unter O-Zutritt wandelt sich Magnetit oberflächlich in Hämatit um,

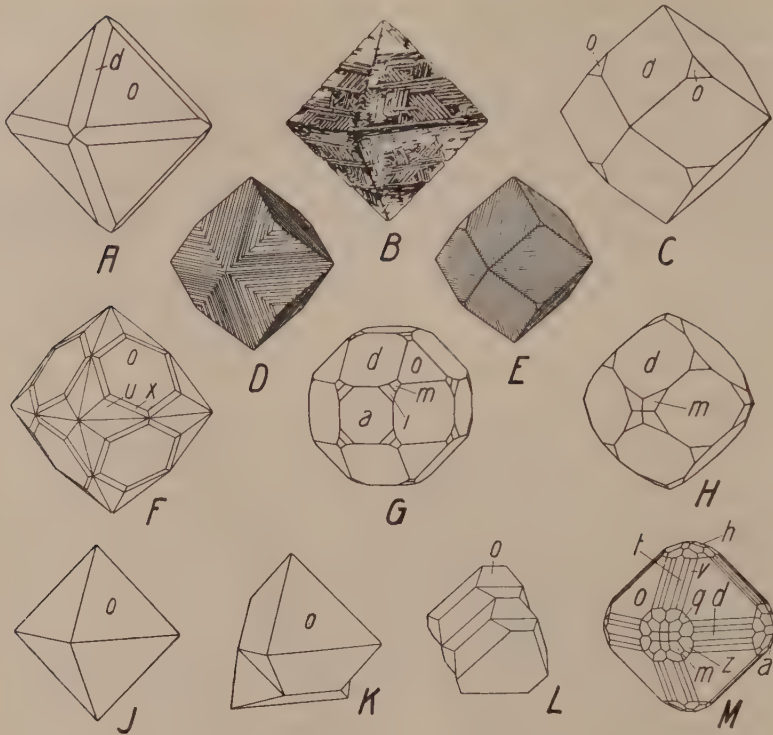


Fig. 44. Habitusbilder von Magnetit (A—H) und Spinell (J—M). a $\langle 100 \rangle$, d $\langle 110 \rangle$, o $\langle 111 \rangle$, h $\langle 310 \rangle$, q $\langle 211 \rangle$, m $\langle 311 \rangle$, $\langle 1511 \rangle$, v $\langle 331 \rangle$, t $\langle 771 \rangle$, u $\langle 432 \rangle$, x $\langle 654 \rangle$, z $\langle 5\bar{3}1 \rangle$. J und K sind die häufigsten Ausbildungstypen sowohl von Magnetit wie von Spinell. Das einfache Oktaeder liegt auch D (Nordmarken) zugrunde, nur haben sich sozusagen auf den Flächen treppenförmig verjüngte Schichten aufgelagert, so daß ein gerilltes Rhombendodekaeder entsteht. Nur gestreift nach den längeren Kanten erscheint das Rhombendodekaeder von E (Traversella, Nordmarken), das ohne diese Flächenbeschaffenheit auch in C (Achmatowsk) wiedergegeben ist. Dieselbe Kombination, jedoch mit umgekehrtem Größenverhältnis der Flächen, stellt A (Rußland) dar, während sich H (Latium) durch den Hinzutritt von m davon unterscheidet. Zwei isogonale Hexakisoktaeder erscheinen an F (Ural). Auf den Oktaederflächen werden daher regelmäßigsechseckige Umrisse sichtbar. (Die notwendige und hinreichende Bedingung hierfür ist, daß von den Indizes hkl das Doppelte des einen gleich ist der Summe der beiden anderen.) Ausgezeichnet durch stärkere Entwicklung der Würfelflächen ist G (Val Malenco). B (Cuzeau) baut sich aus einem System von regelmäßig orientierten Hämatitlamellen auf und zwar so, daß die Symmetrieelemente des letztern entsprechenden Symmetrieelementen der kubischen Holoedrie parallel gehen. Es sind daher viererlei Orientierungen der Hämatit tafeln zu unterscheiden. Die von diesen gebildeten Zwickel werden von einem einheitlichen Individuum des kubischen Magnesioferrites ausgefüllt. — Neben Kontaktzwillingen, wie sie K für Magnetit und Spinell darstellt, kommen auch oktaedrische Durchwachsungszwillinge namentlich von Magnetit vor. Die beiden gemeinsamen Oktaederflächen werden dadurch zu sternartigen Sechsecken. Einen polysynthetischen Zwilling von Spinell nach $\langle 111 \rangle$ zeigt L (Ceylon). Sehr flächenreich ist M (Latium), wiederum mit einem isogonalen Hexakisoktaeder. Die reiche Entwicklung der $[110]$ -Zonen verdient besondere Beachtung.

vielleicht bilden sich in Abhängigkeit vom Partialdruck des Sauerstoffes Mischkristalle mit Hämatit. Es sind jedoch in der Natur gesetzmäßige Parallelverwachsungen von Hämatit mit Magnetit bekannt, wobei Hexagyroide und dazu senkrechte Digyren des ersten gleichnamigen Symmetrieelementen des letzteren entsprechen. Wird Hämatit auf 1200° erhitzt, so wandelt er sich unter gewöhnlichen Bedingungen in Magnetit um. Gesetzmäßige Verwachsungen mit Parallelstellung der Trigyre oder Pseudotrigyre sind noch bekannt von Magnetit mit Glimmer,

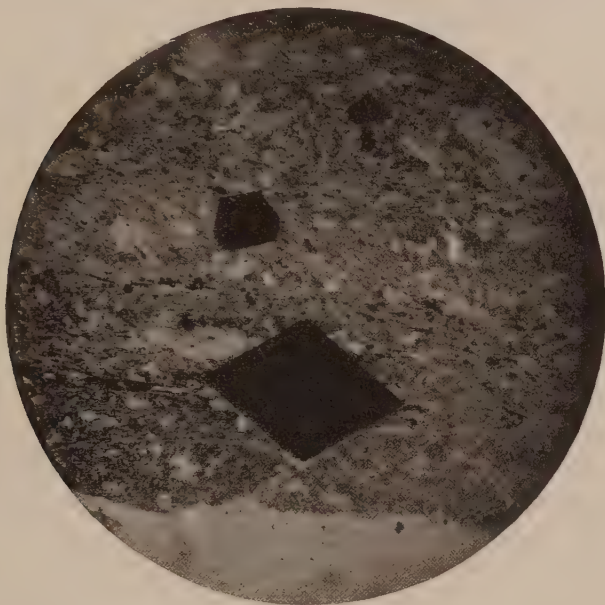


Fig. 45. Magnetitkristalle (schwarz) in einem Dünnschliff des Magnetitphyllits von Val Gierm (Graubünden). Je nach der Orientierung sind die Schnitte Parallelogramme, Quadrate, Sechsecke. 40fache Vergrößerung.

Chlorit, Ilmenit, Bornit. Von Rutil ist etwa eine Prismenfläche (100) den Oktaederflächen parallel gestellt.

Magnetit wandelt sich in der Oxydationszone in Limonit, Hämatit oder Siderit um. Pseudomorphosen von Magnetit nach Spinell, Pyrrhotin, Hauerit, Pyrit, Hämatit, Olivin, Augit, Glimmer usw. sind bekannt. Andererseits findet man Chlorit, Serpentin, Chalkopyrit, Hämatit usw. pseudomorph nach Magnetit.

Magnetit tritt in verschiedenen Assoziationen auf. Er entsteht intramagmatisch, liquidmagmatisch (Eruptivgesteinsgemengteil), perimagmatisch-pneumatolytisch, bei der Kontaktmetamorphose und bei der Meso- bis Epimetamorphose Fe-haltiger Silikate (Fig. 45). Er findet sich in Meteoriten und auf klastisch-sedimentären Lagerstätten.

Gewöhnlicher Spinell. Vorwiegend $[\text{Al}_2\text{O}_4]\text{Mg}$. Kubisch holoeidrisch

Spezielle Kennzeichen: An sich farblos, glasglänzend, jedoch meist gefärbt. Rosenrot, karminrot bis blutrot oder gelblichrot = edler Spinell (Rubinspinell, Balas-Rubin, Almandinspinell, Rubicell). Blau = blauer Spinell. Grasgrün = Chlorospinell. Dunkelgrün bis schwarz undurchsichtig = Ceylonit oder Pleonast. Härte 8. Spezifisches Gewicht 3,5—4,1.

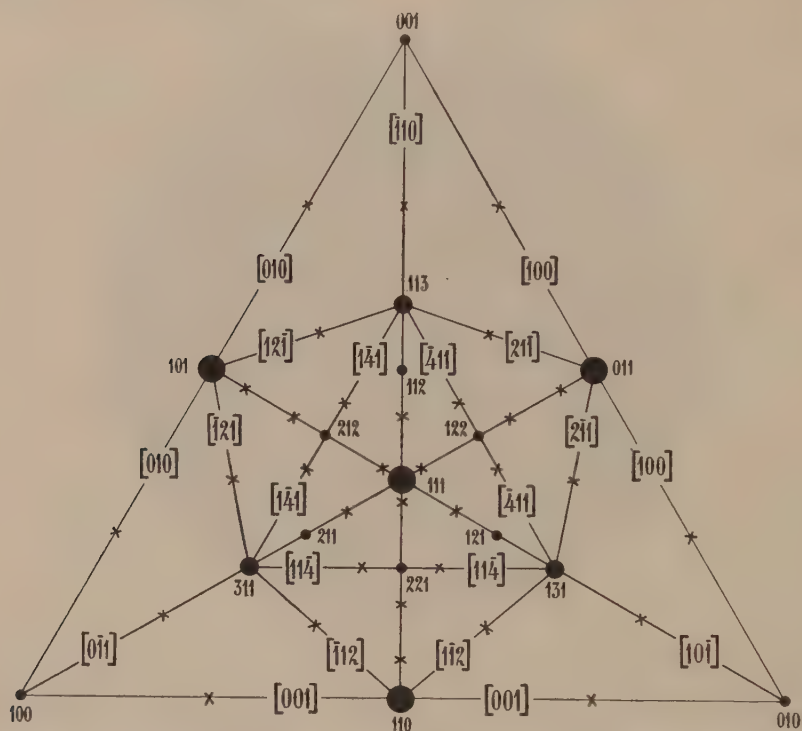


Fig. 46. Dreiecksprojektion der Flächen und wichtigsten Zonen des gewöhnlichen Spinells. Da Spinell flächenärmer ist als Magnetit, treten gegenüber Fig. 43 gewisse Zonen ohne weiteres an Bedeutung zurück.

Reines synthetisches $[\text{Al}_2\text{O}_4]\text{Mg}$ besitzt $n_D = 1,718$. Natürliche, rote bis blaue Spinelle haben $n_D = 1,7155$ — $1,7257$ entsprechend zunehmendem Al_2O_3 -Gehalt. Für die Dispersion wurde gefunden $F-C = 0,0120$; $E-C = 0,0120$; $D-C = 0,0035$. Schmelzpunkt: $2135^\circ \pm 20^\circ$. Spezifische Wärme: $c = 0,197$ zwischen 14° und 46° . Der kubische Ausdehnungskoeffizient der Spinelle beträgt $0,000018$.

Polysynthetische Zwillinge nach (111) wurden beobachtet (vergl. Fig. 44, L), doch gelang bis jetzt die künstliche Viellingsbildung durch Druck noch nicht.

Spezielle Formentwicklung und Chemismus: Der Habitus ist vorwiegend oktaedrisch (vergl. Fig. 44, J—M); wie bei Magnetit sind (111),

$\langle 110 \rangle$ und $\langle 311 \rangle$ die hauptsächlichsten Wachstumsformen. $\langle 110 \rangle$ und $\langle 332 \rangle$ häufig gestreift nach $[110]$. Im allgemeinen ist Spinell flächenärmer als Magnetit (vergl. die Dreiecksprojektion Fig. 46). Die zu Zonen $[211]$ vizinale Form $[13 \cdot 7 \cdot 5]$ liegt wie $\langle 311 \rangle$ und $\langle 221 \rangle$ in Zonen $[411]$. Die Ätzerscheinungen sind ähnlich wie bei Magnetit.

Umwandlungen von Spinell in Muskovit und von Sillimanit in Spinell sind bekannt, ebenso Pseudomorphosen von Speckstein, Serpentin und Hydrotalkit nach Spinell. Spinell tritt vorwiegend als Kontakt-mineral metamorpher, tonerdehaltiger und SiO_2 -armer Gesteine auf und findet sich auch in klastisch-sedimentären Lagerstätten angereichert.

Hercynit. Vorwiegend $[\text{Al}_2\text{O}_4]\text{Fe}$. Kubisch holoeidrisch

n_D um 1,8. Schwarz, opak. Strich etwas grünlich. Härte $7\frac{1}{2}$ —8. Spez. Gewicht 3,91—3,95. Meist derb mit Spuren oktaedrischer Entwicklung. Spaltbarkeitsspuren nach $\langle 100 \rangle$ sind fraglich. Vorwiegend liquidmagmatische Entstehung.

Pikotit. Chromhaltiger Spinell. Kubisch holoeidrisch

Dunkelgelb-grünlichbraun. Brauner Strich. Härte 8. Spez. Gewicht um 4. n_D ungefähr 2,0. Pikotit ist ein guter Leiter für den elektrischen Strom; nicht magnetisch. Er kommt meist in scharfen Oktaedern oder derb vor und ist liquidmagmatischer Entstehung.

Gahnit und andere Zinkspinelle. Mit $[\text{Al}_2\text{O}_4]\text{Zn}$

Kubisch holoeidrisch

Dunkelblaugrün bis bläulich und schwärzlichgrün. Strich grau. Härte $7\frac{1}{2}$ —8. Spez. Gewicht 4,3—5. $n_D = 1,82$ (Finnland) und noch höher. Spez. Wärme $c = 0,17$ zwischen 13° und 100° . Habitus oktaedrisch, hexaedrisch und rhombendodekaedrisch. ?Spaltbar nach $\langle 111 \rangle$. Perimagmatisch (kontaktpneumatolytisch).

Franklinit. Vorwiegend $[\text{Fe}_2\text{O}_4]\text{Zn}$, meist Mn-haltig

Kubisch holoeidrisch

Eisenschwarz mit braunem Strich; in dünnen Splittern blutrot durchscheinend. Härte 6— $6\frac{1}{2}$. Spez. Gewicht 5—5,1 (künstlich 5,122). Gewöhnlich $\langle 111 \rangle$ oder $\langle 111 \rangle$ mit $\langle 110 \rangle$. Besonders auf perimagmatischen (kontaktpneumatolytischen) Erzlagerstätten.

Chromit (Chromeisenerz). Mit viel $[\text{Cr}_2\text{O}_4]\text{Fe}$. Kubisch holoeidrisch

Farbe bräunlichschwarz. Strich braun. Halbmatt- bis Fettglanz. Härte 5,5. Spez. Gewicht 4,5—4,8. Nicht magnetisch. $n = 2,08$ bis 2,16. Chromit ist meist derb, zeigt aber, wenn gut kristallisiert, ähnliche Formen wie Magnetit. Pseudomorphosen von Limonit nach Chromit sind bekannt. Chromit (wichtigstes Chromerz) ist ein liquidmagmatisches Mineral in olivinreichen Assoziationen.

Uraninit (Uranpecherz). Im wesentlichen Uranoxyde. Kubisch.

Kennzeichen: Das pechschwarze, ins Grünliche und Bräunliche spielende Mineral von mattem bis halbmattlichem Fettglanz ist meist derb und dicht, gelegentlich auch schalig-nierig. Kristalle (sehr selten) zeigen vorwiegend $\langle 111 \rangle$, dazu $\langle 100 \rangle$ und $\langle 110 \rangle$. Der Strich ist dunkelgrün bis bräunlichschwarz. Der Bruch uneben, muschelrig. Härte und spezifisches Gewicht schwanken innerhalb weiten Grenzen, je nach Zusammensetzung und Verwitterungszustand. Als Grenzen gelten etwa: Härte 3—6, spezifisches Gewicht 6—9,7.

Chemismus: Reine, gangartfreie Joachimstaler Pechblende ergab folgende Analysenwerte:

	I	II		I	II
U_3O_8	76,41	76,82	CaO	3,03	2,45
Fe_2O_3	4,15	4,00	MgO	0,13	0,19
PbO	4,67	4,63	K_2O	0,16	0,28
Bi_2O_3	0,63	0,67	Na_2O	1,21	1,19
As_2O_5	0,99	0,82	Seltene Erden	0,43	0,52
Sb	Sp	Sp	H_2O	3,25	3,25
ZnO	0,08	0,22	S	1,37	1,15
MnO	0,13	0,04		102,21	101,30
SiO_2	5,57	5,07	S:O	0,68	0,57
			Summe	101,53	100,73

Eine Analyse von 30 Uraninitkristallen aus dem Pegmatit von Parry Sound, Ontario, ergab:

UO_2	UO_3	PbO	ThO_2	Y-Oxyde	Ce-Oxyde	CaO	Fe_2O_3	Al_2O_3
53,63	26,32	11,67	3,22	2,19	0,98	0,41	0,17	
		MnO	SiO_2	H_2O	Unlös.	Summe		
		< 0,01	0,29	0,72	0,13	99,74.		

MgO , ZrO_2 , Bi_2O_3 , K_2O , Na_2O sind nur in zweifelhaften Spuren vorhanden. Spezifisches Gewicht bei $17^\circ = 9,116$.

Korundgruppe. Rhomboedrisch

Die allgemeine Formulierung ist $R_2^{III}O_3$ und $R^{II}R^{IV}O_3$. Hauptsächliche Mineralien sind: Korund = Al_2O_3 , Hämatit = Fe_2O_3 , Ilmenit = $FeTiO_3$, Pyrophanit = $MnTiO_3$.

Gemeinsame Kennzeichen: Soweit bekannt sind die Mineralien optisch einachsigt, negativ, hochlichtbrechend, rhomboedrisch kristallisierend. Härte 5—9.

Physikalische Konstanten:

	ω	ϵ	Spez. Gewicht	Schmelzpunkt
Al_2O_3 Korund . .	1,768 rein, Na-Licht	1,760 rein, Na-Licht	3,99	2050°
Fe_2O_3 Hämatit . .	2,74 rein, 700 $\mu\mu$	2,53 rein, 700 $\mu\mu$	5,1(?rein)	—
$Mn[TiO_3]$ Pyrophanit	2,481 nat. Krist.	2,210 nat. Krist.	4,54	—

An natürlichen Hämatit- und Korundkristallen sind noch eine Reihe physikalischer Bestimmungen ausgeführt worden.

	Dielektrizitätskonstante		Magnetische Suszeptibilität $\times 10^6$ bei 17°, bezogen auf die Masseneinheit	Verhältnis a : c der Hauptachsen des Isothermenellipsoides	Spez. Wärme zwischen 17° und 100°
	$\parallel c$	$\perp c$			
Korund	11	13	—	0,9	0,198—0,217
Hämatit	—	—	20,6	1,1	0,167

	Linearer Ausdehnungskoeffizient $\times 10^8$ bei 40°		Elastisches Verhalten von Stäbchen $\parallel c$ in kg und mm ²	Kompressibilitätskonstante pro cm ² in Megabar
	$\parallel c$	$\perp c$		
Korund	619	543	$5,2 \cdot 10^7$ Dehnungsmodul	$0,76 \times 10^{-6}$
Hämatit	829	836	$2,3 \cdot 10^4$ Biegungsmodul	—

Für Hämatit (titanhaltig, gleiches Vorkommen wie zur Bestimmung des Biegungsmoduls [s. o.]) gilt für den spezifischen elektrischen Widerstand in Ohm pro cm:

	0°	17°	100°
\parallel Trigyre	0,808	0,687	0,331
\perp Trigyre	0,408	0,351	0,183.

An Hämatit vom nämlichen Vorkommen wurden auch die Elastizitätskonstanten bestimmt. Es wurden folgende, auf den Druck von 1 g pro cm² bezogene Zahlen gefunden.

$s_{11} = 4,33 \cdot 10^{-10}$	$s_{33} = 4,35 \cdot 10^{-10}$	$s_{44} = 11,70 \cdot 10^{-10}$
$s_{12} = -1,00 \cdot 10^{-10}$	$s_{13} = -0,23 \cdot 10^{-10}$	$s_{14} = 0,78 \cdot 10^{-10}$
$c_{11} = 24,7 \cdot 10^8$	$c_{33} = 23,2 \cdot 10^8$	$c_{44} = 8,7 \cdot 10^8$
$c_{12} = +5,6 \cdot 10^8$	$c_{13} = +1,6 \cdot 10^8$	$c_{14} = -1,3 \cdot 10^8$

Das magnetische Verhalten hängt vom FeO-Gehalt ab. Eingeschlossene Magnetitkristalle täuschen oft Ferromagnetismus vor. Korund ist Nichtleiter der Elektrizität.

Gemeinsame morphologische Erscheinungen: Die wichtigsten morphologischen Elemente seien tabellarisch zusammengestellt.

	a : c	$\rho_0 = \frac{(0001)}{(10\bar{1}1)}$	Rhomboeder- winkel $(10\bar{1}1)/(0111)$	Rhomboeder- winkel $(4041)/(0441)$	Rhomboider- kantenwinkel α für $(10\bar{1}1)$ (4041)	
Korund	$\left\{ \begin{array}{l} 1:1,3652 \text{ (Melczer)} \\ 1:1,3630 \text{ (Miller)} \end{array} \right.$	$\left\{ \begin{array}{l} 57^\circ 36' 38'' \\ 57^\circ 34' \end{array} \right.$	$\left\{ \begin{array}{l} 93^\circ 59' 25'' \\ 93^\circ 56' \end{array} \right.$	$\left. \begin{array}{l} 117^\circ 35' \\ 117^\circ 36' \end{array} \right\}$	$85^\circ 43'$	$30^\circ 20'$
Hämatit	$\left\{ \begin{array}{l} 1:1,3655 \text{ (Melczer)} \\ 1:1,36557 \text{ (Kokscharow)} \end{array} \right.$	$\left\{ \begin{array}{l} 57^\circ 36' 59'' \\ 57^\circ 37' \end{array} \right.$	$\left\{ \begin{array}{l} 93^\circ 59' 54'' \\ 94^\circ 0' \end{array} \right.$	$\left. \begin{array}{l} 117^\circ 36' \\ 117^\circ 40' \end{array} \right\}$	$85^\circ 42'$	$30^\circ 19'$
Ilmenit	$1:1,38458 \text{ (Kokscharow)}$	$57^\circ 58\frac{1}{2}'$	$94^\circ 29'$	$117^\circ 40'$	$85^\circ 8'$	$29^\circ 58'$
Pyrophanit	$1:1,3692 \text{ (Hamburg)}$	$57^\circ 41' 10''$	$94^\circ 5' 30''$	$117^\circ 36'$	$85^\circ 36'$	$30^\circ 17'$

Das Einheitsrhomboeder ist außerordentlich würfelförmlich. Es rechtefertigt sich daher hier neben der hexagonalen Aufstellung die rhomboedrische (*Millersche*, siehe „Allgemeine Mineralogie“, Seite 120), wobei die Polkanten des Einheitsrhomboeders zu Koordinatenachsen werden. $\alpha = \beta = \gamma = 85^\circ - 86^\circ$, $a:b:c = 1:1:1$. Alle wichtigen Flächen und Formen sollen in beiden Bezeichnungsweisen (viergliedriges und dreigliedriges Symbol) angegeben werden. Die Kantenrichtungen werden jedoch nur pseudokubisch symbolisiert.

Korund, Hämatit und Ilmenit weisen keine eigentliche, gute Spaltbarkeit auf. Absonderungen nach $\langle 10\bar{1}1 \rangle = \langle 100 \rangle$ und $\langle 0001 \rangle = \langle 111 \rangle$ beruhen auf Zwillingsbildungen und schaligem Bau. Von Pyrophanit wird angegeben: Gute Spaltbarkeit nach $\langle 0221 \rangle = \langle 11\bar{1} \rangle$, weniger gut nach $\langle 1012 \rangle = \langle 411 \rangle$ und (?) nach $\langle 0001 \rangle = \langle 111 \rangle$. Künstliche Zwillingsbildungen konnten bei Pressung unter Druck am Korund und Hämatit erzeugt werden. Von den zwei Schiebungen:

1. $K_1 \parallel (0001) = (111)$; $K_2 \parallel (\bar{2}021) = (111)$; $\eta_1 = [211]$ $\eta_2 = [211]$
2. $K_1 \parallel (10\bar{1}1) = (100)$; $K_2 \parallel (\bar{1}012) = (011)$; $\eta_1 = [211]$ $\eta_2 = [211]$

erfolgt die erste bei Korund leicht, die zweite scheint schwieriger von stattem zu gehen; gerade umgekehrt verhält sich Hämatit. Natürliche Kristalle von Korund, Hämatit, Ilmenit weisen häufig (meist polysynthetische) Zwillingsbildung nach $(1011) = (100)$ auf, bei Ilmenit ist auch $(0001) = (111)$ Zwillingssebene.

Die Struktur von Korund und Hämatit ist ungefähr bekannt. Die Translationsgruppe ist rhomboedrisch. Das primitive Rhomboeder ist $\langle 4041 \rangle = \langle 3\bar{1}\bar{1} \rangle$ mit Kanten- und Flächenwinkel, wie sie in der Zusammenstellung angegeben sind. Die R^{III} -Atomschwerpunkte liegen auf den Trigyre. Die O-Atomschwerpunkte sind trigyrisch um die Verbindungslinie angeordnet und liegen selbst auf den Digyre (siehe „Allg. Min.“, Fig. 506). Ausgehend von dem Symmetriezentrum als Nullpunkt, ergeben sich, be-

zogen auf die Kanten von $\langle 4041 \rangle$ als Koordinatenachsen und Einheitsmaßstäbe (für Korund = 7,13 A. E., für Hämatit = 7,63 A. E.), folgende Atomschwerpunktkoordinaten

$$R^{III} = \left[\begin{smallmatrix} m & m & m \end{smallmatrix} \right] \left[\begin{smallmatrix} m + \frac{1}{2} & m + \frac{1}{2} & m + \frac{1}{2} \end{smallmatrix} \right] \left[\begin{smallmatrix} \bar{m} & \bar{m} & \bar{m} \end{smallmatrix} \right] \left[\begin{smallmatrix} \bar{m} + \frac{1}{2} & m + \frac{1}{2} & \bar{m} + \frac{1}{2} \end{smallmatrix} \right]$$

$$O = \left[\begin{smallmatrix} \frac{1}{4} + n & \frac{1}{4} - n & \frac{1}{4} \end{smallmatrix} \right] \left[\begin{smallmatrix} \frac{1}{4} & \frac{1}{4} + n & \frac{1}{4} - n \end{smallmatrix} \right] \left[\begin{smallmatrix} \frac{1}{4} - n & \frac{1}{4} & \frac{1}{4} + n \end{smallmatrix} \right] \left[\begin{smallmatrix} \frac{3}{4} - n & \frac{3}{4} + n & \frac{3}{4} \end{smallmatrix} \right]$$

$$\left[\begin{smallmatrix} \frac{3}{4} + n & \frac{3}{4} & \frac{3}{4} - n \end{smallmatrix} \right] \left[\begin{smallmatrix} \frac{3}{4} & \frac{3}{4} - n & \frac{3}{4} + n \end{smallmatrix} \right].$$

Die genaueren Werte von m und n sind noch nicht bekannt. Man kann den Schwerpunkt je dreier Sauerstoffatome, der zugleich Schwerpunkt zweier R^{III} -Atome ist, als Molekülschwerpunkt bezeichnen. Die Schwerpunkte dieser Moleküle bilden dann einfache Rhomboedergitter $\langle 02\bar{2}1 \rangle$. Das würfelförmliche Einheitsrhomboeder $\langle 10\bar{1}1 \rangle = \langle 100 \rangle$ besitzt in den Ecken und Flächenzentren Molekülschwerpunkte. Es liegt somit hinsichtlich der R_2O_3 -Schwerpunkte ein pseudokubisches, allseitig flächenzentriertes Gitter vor. Die Deformation gegenüber kubischen Verhältnissen ist nur gering in bezug auf die Dimensionierung. Die O-Atome liegen jedoch zu je dreien trigyrisch um eine Richtung angeordnet, die zur hexagyroidischen (trigyrischen) Hauptachse wird. Die kürzesten Abstände der Molekülschwerpunkte haben in der pseudokubischen Aufstellung die Symbole $[110]$. Die damit ungleichwertigen Richtungen $[110]$ entsprechen ganz wenig größeren Abständen. Die nächst abgeleiteten, wichtigen Verbindungslinien von Molekülschwerpunkten sind der Reihe nach (vergl. S. 126): $[100]$, $[2\bar{1}\bar{1}]$, $[211]$, $[211]$, $[310]$, $[310]$, $[111]$, $[3\bar{2}\bar{1}]$, $[321]$, $[111]$, $[3\bar{2}\bar{1}]$, $[321]$, $[210]$, $[210]$ usw. Es sind $[110]$ zugleich die Digyren, auf denen die O-Atome liegen. Je zwei O-Atome werden durch Richtungen $[211]$ untereinander verbunden. $[111]$ entspricht der Trigyre (Hexagyroide), der die Verbindungslinien (innermolekularer) R^{II} -Atome parallel gehen. Währenddem Korund und Hämatit rhomboedrisch holoedrische Ausbildung aufweisen, zeigen Ilmenit und Pyrophanit oft deutlich rhomboedrisch paramorphe (hexag. tetart. II. Art) Entwicklung. Genau diese Symmetrie resultiert, unter Zugrundelegung der Schwerpunktanordnung der Korund-Hämatitstruktur, bei gesetzmäßigem Ersatz eines R durch ein mit ihm ungleichwertiges Atom. Es ist daher wahrscheinlich, daß prinzipiell die Struktur von Pyrophanit und Ilmenit die gleiche ist wie bei Hämatit.

Die Korund, Hämatit und Ilmenit gemeinsamen wichtigsten Wachstumsformen sind:

Das Pinakoid $\langle 0001 \rangle = \langle 111 \rangle$, die Prismen $\langle 11\bar{2}0 \rangle = \langle 10\bar{1} \rangle$ und untergeordnet $\langle 10\bar{1}0 \rangle = \langle 2\bar{1}\bar{1} \rangle$, die positiven Rhomboeder $\langle 10\bar{1}1 \rangle = \langle 100 \rangle$, dann auch $\langle 1012 \rangle = \langle 411 \rangle$ und $\langle 50\bar{5}2 \rangle = \langle 4\bar{1}\bar{1} \rangle$, die negativen Rhomboeder $\langle 01\bar{1}2 \rangle = \langle 110 \rangle$ und $\langle 0221 \rangle = \langle 11\bar{1} \rangle$, die hexagonalen Bipyramiden (bezw. Rhomboeder II. Stellung bei Ilmenit): $\langle 22\bar{4}3 \rangle = \langle 31\bar{1} \rangle$, $\langle 4483 \rangle = \langle 513 \rangle$, $\langle 5 \cdot 5 \cdot \bar{1}0 \cdot 3 \rangle = \langle 614 \rangle$. Als Entwicklungszonen treten besonders hervor die Zonen $[1\bar{1}0]$, $[110]$, $[2\bar{1}\bar{1}]$, $[100]$, nur untergeordnet $[\bar{1}11]$, $[111]$, $[211]$, $[321]$. Es sind das gerade die strukturell wichtigen Richtungen.

Chemische Verhältnisse: Korund ist nur sehr wenig eisen- und kaum titanhaltig. Spuren von Cr_2O_3 , das künstlich isomorph darstellbar ist (wie übrigens auch Ti_2O_3), können Färbungen bedingen. Hingegen scheinen bei höheren Temperaturen Fe_2O_3 und $FeTiO_3$ völlig mischbar zu sein, wobei bestimmte morphologische Effekte auftreten (siehe „Allgemeine Mineralogie“, Seite 588). Die natürlichen, oft Mg-haltigen Ilmenite erweisen sich teils noch als homogen, teils zeigen sie Entmischungsstrukturen. Hämatit oder $FeTiO_3$ sind aus der Hauptmasse

ausgeschieden worden und oft gesetzmäßig angeordnet. In anderen Fällen sind innige Durchwachsungen von Ilmenit mit Magnetit zu erkennen. Der Mn-Gehalt der Ilmenite ist meist sehr gering. Al_2O_3 und SiO_2 sind hie und da spurenweise zugegen.

Pyrophanit enthält oft etwas Fe_2O_3 und Sb_2O_3 . Isomorphe $(\text{Fe}, \text{Mn}, \text{Pb})[\text{TiO}_3]$ -Kristalle sind Senait genannt worden. Der Geikielith ist vorwiegend $\text{Mg}[\text{TiO}_3]$; er enthält jedoch häufig erhebliche Mengen von zwei- und dreiwertigem Eisen, damit weitere Mischbarkeiten andeutend.

Fe_2O_3 bildet bei Temperaturen um 1000° in noch nicht näher bekanntem Maße Mischkristalle mit Fe_3O_4 . Mit zunehmendem FeO-Gehalt nehmen Lichtbrechung und Doppelbrechung ab. Damit stehen wohl die verschiedenen magnetischen Eigenschaften der natürlichen Hämatitkristalle in Beziehung, denn auch bei den natürlichen Kristallen variiert, manchmal sogar zonar, der Fe-Gehalt.

Al_2O_3 läßt sich andererseits künstlich $[\text{Al}_2\text{O}_4]\text{Mg}$ beimischen, während es selbst das Spinellmolekül kaum aufnimmt. Doch gibt es eine zweite, künstlich dargestellte, vermutlich hexagonale Modifikation von Al_2O_3 , die mit etwas $[\text{Al}_2\text{O}_4]\text{Mg}$ Mischkristalle bildet.

Korund Al_2O_3 . Rhomboedrisch holloedrisch

Spezielle Kennzeichen: Korund ist an sich farblos, durchsichtig, stark glasglänzend, meist jedoch gefärbt und zwar: hellrosenrot bis karmin- oder blutrot = Rubin (oft leichter Stich ins Bläuliche: „Taubenblutrot“); hellstes Blau bis dunkelblauschwarz = Sapphir oder Saphir; auch wenig durchsichtig blau, grün, braun = gewöhnlicher Korund. Bei Sapphir zeigt sich auf der Basis etwa Asterismus (Sternsapphir), oft hervorgerufen durch Zwillingbildung nach $\langle 10\bar{1}1 \rangle = \langle 100 \rangle$. Härte = 9. Spezifisches Gewicht 3,9—4. Beide Werte bei Sapphir am höchsten. Muscheliger bis splitteriger Bruch.

Schwach negative Doppelbrechung, optisch einachsig. Jedoch öfters optisch anomal zweiachsig.

Die Lichtbrechung variiert etwas mit der Farbe, doch nicht immer regelmäßig.

		Rubine				Sapphir	
		hellrot	→	dunkelrot		farblos	blau
ω_D	1,7671	1,7681	1,7684	1,7715	1,7717	1,7695	1,7693
ε_D	1,7594	1,7599	1,7602	1,7632	—	1,7613	1,7610

Die Dispersion ist ziemlich stark, z. B. $\omega_C = 1,7643$, $\omega_D = 1,7671$, $\omega_F = 1,7751$. Bei tiefergefärbten Kristallen tritt oft deutlicher Pleochroismus auf, wobei ω intensiver gefärbt erscheint als ε . Blaugrüne Sapphire des Ural zeigen auch deutliche Farbverschiedenheiten: ω = blau, ε = smaragd- bis gelblichgrün, indische Rubine etwa ω = rosenrot, ε = gelblichgrün.

Spezielle Morphologie: Rhomboedrisch holloedrisch. Hauptformen sind: $\langle 0001 \rangle = \langle 111 \rangle$, $\langle 11\bar{2}0 \rangle = \langle 10\bar{1} \rangle$, $\langle 22\bar{4}3 \rangle = \langle 31\bar{1} \rangle$, $\langle 10\bar{1}1 \rangle = \langle 100 \rangle$, $\langle 4483 \rangle = \langle 513 \rangle$, $\langle 2241 \rangle = \langle 71\bar{5} \rangle$, $\langle 0221 \rangle = \langle 11\bar{1} \rangle$. Dazu

kommen unter anderem auch: $\langle 1010 \rangle = \langle 2\bar{1}\bar{1} \rangle$, $\langle 11\bar{2}1 \rangle = \langle 412 \rangle$, $\langle 11\bar{2}3 \rangle = \langle 210 \rangle$.

Der Habitus (Fig. 47) ist durch das Vorherrschen von hexagonalen Bipyramiden II. Stellung sehr häufig tonnenförmig mit horizontaler Streifung entsprechend Zone $(11\bar{2}0)/(0001) = [\bar{1}21]$. Auch tafeliger Habitus nach der Basis ($= \langle 111 \rangle$) findet sich. Bei dieser Ausbildung

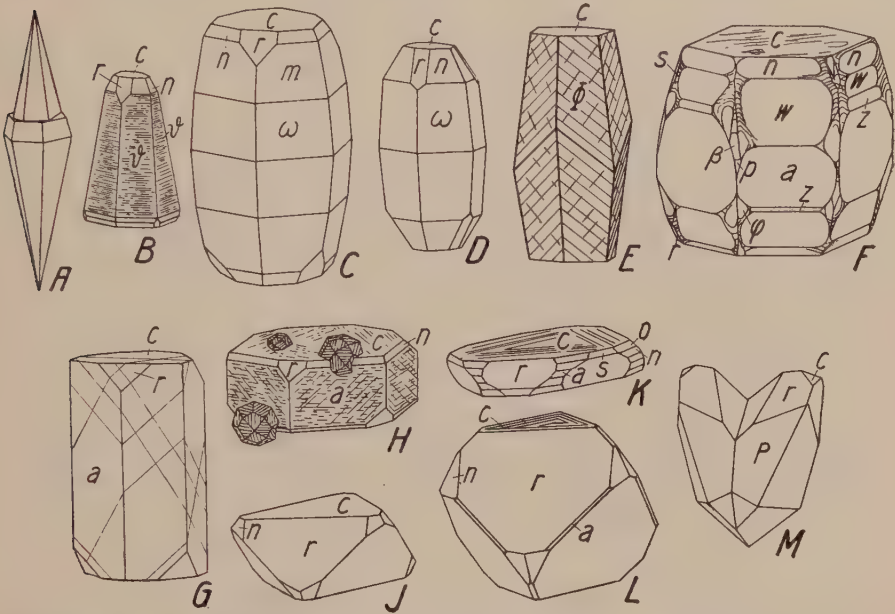


Fig. 47. Habitusbilder von Korund. $c \langle 0001 \rangle = \langle 111 \rangle$, $a \langle 1120 \rangle = \langle 10\bar{1} \rangle$, $p \langle 50\bar{5}1 \rangle = \langle 11\cdot\bar{4}\cdot\bar{4} \rangle$, $\beta \langle 7072 \rangle = \langle 16\cdot\bar{5}\cdot\bar{5} \rangle$, $r \langle 10\bar{1}1 \rangle = \langle 100 \rangle$, $s \langle 0221 \rangle = \langle 11\bar{1} \rangle$, $\omega \langle 14\cdot\bar{14}\cdot\bar{28}\cdot\bar{3} \rangle = \langle 15\cdot\bar{1}\cdot\bar{13} \rangle$, $\vartheta \langle 8\cdot\bar{8}\cdot\bar{16}\cdot\bar{3} \rangle = \langle 917 \rangle$, $m = z \langle 2241 \rangle = \langle 715 \rangle$, $P \langle 5\cdot\bar{5}\cdot\bar{10}\cdot\bar{4} \rangle = \langle 19\cdot\bar{4}\cdot\bar{11} \rangle$, $w \langle 11\bar{2}1 \rangle = \langle 412 \rangle$, $n \langle 2243 \rangle = \langle 311 \rangle$, $o \langle 2245 \rangle = \langle 11\cdot\bar{5}\cdot\bar{1} \rangle$, $\varphi \langle 2131 \rangle = \langle 201 \rangle$, $\Phi \langle 2351 \rangle = \langle 827 \rangle$. Mit Ausnahme von E (skalenoeidrisch, Helsingfors) sind an allen diesen Korundbildern Formen zweiter Stellung entwickelt. Durch Vorherrschen der Bipyramiden erscheinen ausgesprochen tonnenförmig insbesondere C (Ilmengebirge), D und F (Ceylon), von denen die letztere Figur nicht geometrisch ideal, sondern möglichst naturgetreu gezeichnet ist. Spitzpyramidal sind B (Haute Loire, Streifung nach $[\bar{1}21]$, vergl. auch H) und insbesondere A; dieser Kristall mit fehlender Basis zeichnet sich dadurch aus, daß die beiden spitzpyramidalen Enden, deren Winkel übrigens wegen der unebenen Oberflächen sehr schwankende Werte ergeben, ca. 15° um die gemeinsamen c -Achse gedreht sind. Ist der Kristall aus zahlreichen derartig verdrehten (nach der Basis zumeist tafeligen) Teilen aufgebaut, so nimmt er unter Umständen wurmförmig gekrümmte Gestalt an. — Die tafelige Ausbildung von Korund zeigen H (Nord-Karolina, mit Granat) und K (Laacher See, Streifung nach $[011]$, ebenso F und L). Durch Variation der relativen Zentralsdistanzen der Flächen einzelner dieser Formen entstehen prismatische (G, Helsingfors) und rhomboedrische Ausbildungen (J und L, Birma). — Ein Kontaktzwilling nach $r \langle 10\bar{1}1 \rangle$ ist in M (Ceylon) dargestellt. Zwillingslamellen nach dem nämlichen Gesetz erzeugen die Streifung von G und, teilweise wenigstens, die von E und H.

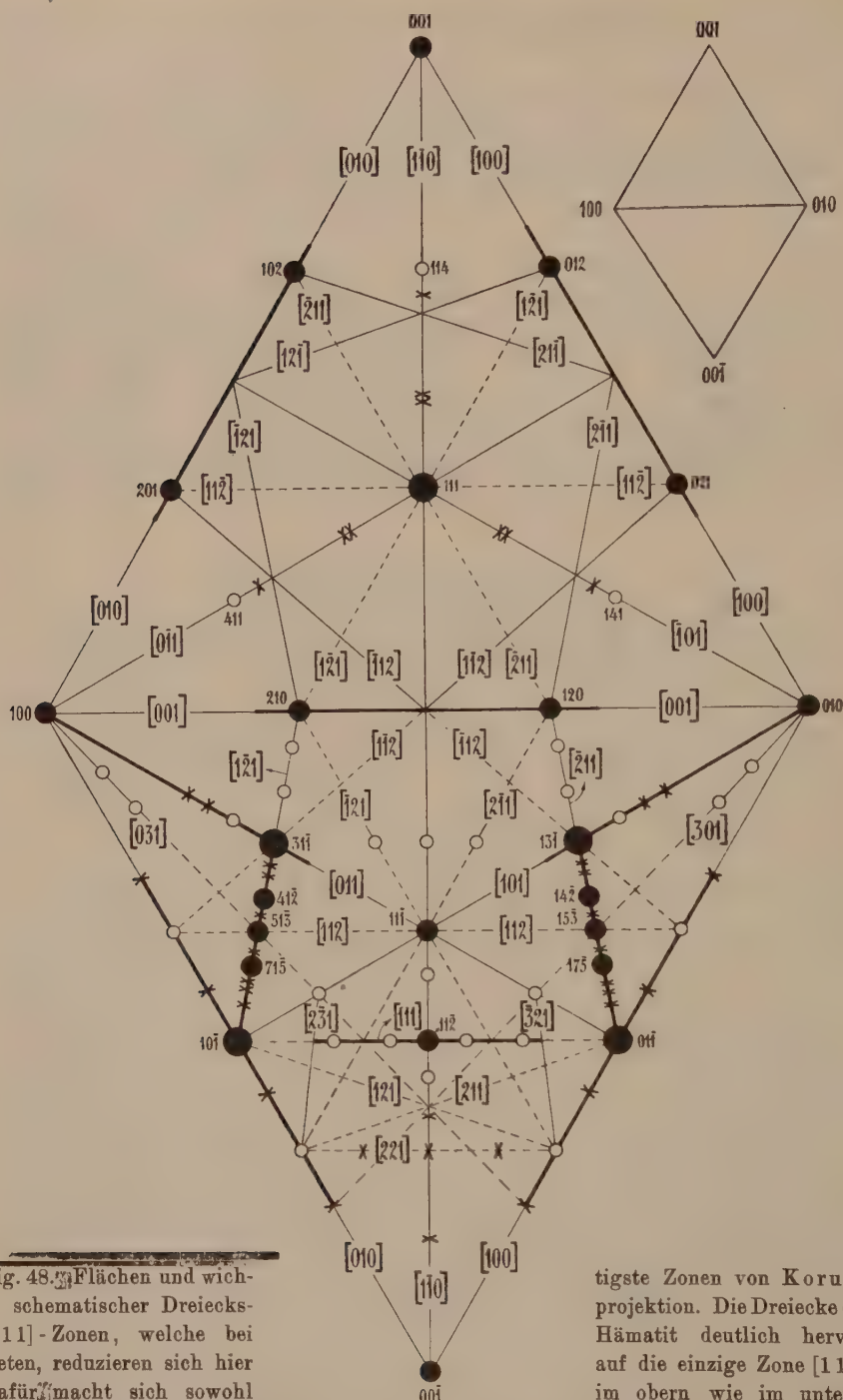


Fig. 48. Flächen und wichtigste Zonen von Korund in schematischer Dreiecksprojektion. Die Dreiecke der Hämatit deutlich hervor auf die einzige Zone [111].

Die Dreiecke der Hämatit deutlich hervor auf die einzige Zone [111]. Im oberen wie im unteren Feld nur je zwei dieser Zonenstücke einander gleichwertig. Das gnomonisch richtig gezeichnete Projektionsdreieck 100, 010, 001 ist ganz ähnlich wie bei Hämatit.

tritt $\langle 10\bar{1}1 \rangle = \langle 100 \rangle$ zurück; jedoch kann es bei rhomboedrischer Ausbildung auch formbestimmend sein. Streifung auf der Basis nach $\langle 10\bar{1}1 \rangle$, entsprechend Zonen $[01\bar{1}]$. Auf dem Rhomboeder selbst ist etwa eine Streifung nach $\langle 22\bar{4}3 \rangle$, d. h. nach $\langle 31\bar{1} \rangle$ der Zonen $[011]$ zu erkennen.

Die Projektionsbilder senkrecht auf $[111]$ und $[1\bar{1}\bar{1}]$ sind für die wichtigsten Flächen in Fig. 48 dargestellt. Es ist das Dreieck mit (111) als Schwerpunkt an sich nicht mehr gleichseitig, sondern nur gleichschenkelig. Ist a die Grundlinie, b die

Schenkellänge, so ergibt sich $\frac{a}{b} = \sqrt{\frac{\sin \frac{3\alpha}{2}}{\sin \frac{\alpha}{2}}}$, wofern α der Kantenwinkel des Grund-

rhomboeders $\langle 10\bar{1}1 \rangle$ ist. Diese Größe kann als charakteristisches Maß der Deformation gegenüber dem kubischen Idealtypus gelten. (Siehe die kleine Darstellung rechts oben in Fig. 48, sowie die Erläuterungen auf Seite 126f der „Allgemeinen Mineralogie“.) Das Hervortreten der Zonen $[211]$ neben $[1\bar{1}0]$, $[110]$, $[100]$ und $[111]$ ist gut erkennbar. Die Projektion senkrecht zu $[111]$ zeigt Analogien mit der für Kupfer-Silber-Gold geltenden Fig. 38, doch sind Teile der Zonen $[111]$, sowie die Zonen $[1\bar{1}2]$ von rhomboedrischer Zusammengehörigkeit nicht deutlich entwickelt. Es gelangt also nur ein Teil der kubisch wichtigen Zonen zur Entwicklung, entsprechend der durch die niedrigere Symmetrie bedingten Aufspaltung. Die Dominanz von $[211]$, d. h. der Zonen der Bipyramiden II. Stellung, steht mit den relativ kurzen Abständen der Struktur, sowie der Sauerstoffatomlage in Beziehung.

Chemismus und Vorkommen: Umwandlungen und Verwachsungen mit Spinell, Diaspor, Sillimanit, Glimmer, Granat (Fig. 47, H), ja Feldspat sind bekannt. Schmirgel (Smirgel) nennt man Lagerstätten von Korund mit Hämatit und Magnetit.

Korund ist unter besonderen Umständen liquidmagmatisch oder intramagmatisch pneumatolytisch gebildet worden. Meist jedoch stellt er ein Kontaktmineral SiO_2 -armer Gesteine dar, das oft erst aus sekundären, klastischen Lagerstätten gewonnen wird. Die verschiedenen Edelsteinvarietäten lassen sich auch künstlich darstellen.

Hämatit (Eisenglanz) Fe_2O_3 mit wechselndem TiO_2 - und vielleicht Fe_3O_4 -Gehalt. Rhomboedrisch holloedrisch

Spezielle Kennzeichen: Halbmetallisch bis metallisch glänzendes Mineral, das, bis zu 0,01 cm Dicke undurchsichtig, gewöhnlich eisen-schwarz bis stahlgrau, in dichten und erdigen Varietäten aber rot ist. Der Strich ist kirschrot bis rötlichbraun oder schwarz, die Reflexionsfarbe der Anschliffe hellweiß. Als roten Glaskopf bezeichnet man dichte, nierig-glaskopffartige Varietäten mit faseriger und schaliger Textur. Dichter Roteisenstein ist meist nicht metallisch glänzend, sondern kirsch- bis braunrot. Erdige Varietäten, oft mit Ton vermischt, heißen roter Eisenerz oder roter Toneisenstein. Fe_2O_3 -haltige Mineralien und Mineralgemenge sind deutlich rot gefärbt. Dichte des kristalli-

sierten $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 4,9\text{--}5,3$. Mittlere Härte $5\frac{1}{2}\text{--}6\frac{1}{2}$. Der Bruch ist muschelig, bei dichten Varietäten erdig. Spröde.

Die Lichtbrechung wird noch sehr verschieden angegeben. Die Dispersion ist stark. Optisch einachsigt negativ mit geringem Pleochroismus in dünnen Schnitten (Farbe dann tiefrot bis gelblichrot).

Spezielle Morphologie: Rhomboedrisch holloedrisch. Die wichtigsten Formen (vergl. die Dreiecksprojektion der Fig. 49) sind folgende:

Charakteristische Leitformen: $\langle 0001 \rangle = \langle 111 \rangle$, $\langle 1011 \rangle = \langle 100 \rangle$, $\langle 2243 \rangle = \langle 31\bar{1} \rangle$.

Charakteristische Nebenleitformen: $\langle 11\bar{2}0 \rangle = \langle 10\bar{1} \rangle$, $\langle 01\bar{1}2 \rangle = \langle 110 \rangle$.

Daran schließen sich (ungefähr in der Reihenfolge der Häufigkeit) an: $\langle 10\bar{1}0 \rangle = \langle 2\bar{1}\bar{1} \rangle$, $\langle 4265 \rangle = \langle 51\bar{1} \rangle$, $\langle 02\bar{2}1 \rangle = \langle 11\bar{1} \rangle$, $\langle 1014 \rangle = \langle 211 \rangle$, $\langle 1232 \rangle = \langle 21\bar{1} \rangle$, $\langle 11\bar{2}3 \rangle = \langle 210 \rangle$, $\langle 01\bar{1}1 \rangle = \langle 221 \rangle$, $\langle 1012 \rangle = \langle 411 \rangle$, $\langle 01\bar{1}5 \rangle = \langle 221 \rangle$, $\langle 2241 \rangle = \langle 71\bar{5} \rangle$, $\langle 21\bar{3}1 \rangle = \langle 20\bar{1} \rangle$, $\langle 10\bar{1}6 \rangle = \langle 855 \rangle$, $\langle 01\bar{1}8 \rangle = \langle 332 \rangle$, $\langle 1 \cdot 0 \cdot 1 \cdot 16 \rangle = \langle 655 \rangle$, $\langle 12\bar{3}5 \rangle = \langle 320 \rangle$, $\langle 2467 \rangle = \langle 53\bar{1} \rangle$, $\langle 20\bar{2}5 \rangle = \langle 311 \rangle$, $\langle 6287 \rangle = \langle 71\bar{1} \rangle$, $\langle 4041 \rangle = \langle 31\bar{1} \rangle$.

Im ganzen sind nahezu 200 verschiedene Formen in der Literatur angeführt. Positive und negative Rhomboeder sind ungefähr in gleicher Zahl vertreten, die hexagonalen Bipyramiden sind etwas spärlicher. Groß ist die Zahl der (allerdings zumeist sehr untergeordnet entwickelten) Skalenoeder. Nur sehr selten treten dihexagonale Prismen auf.

Die grundlegende Kombination ist die der charakteristischen Leitformen. Auch $\langle 10\bar{1}1 \rangle$, $\langle 2243 \rangle$, $\langle 10\bar{1}4 \rangle$ oder Kombinationen von Leitformen mit Nebenleitformen sind häufig. Groß entwickelt sind im allgemeinen nur die Flächen der Formen: $\langle 0001 \rangle = \langle 111 \rangle$, $\langle 10\bar{1}1 \rangle = \langle 100 \rangle$, $\langle 2243 \rangle = \langle 31\bar{1} \rangle$, $\langle 10\bar{1}4 \rangle = \langle 211 \rangle$, $\langle 11\bar{2}0 \rangle = \langle 10\bar{1} \rangle$, $\langle 01\bar{1}5 \rangle = \langle 221 \rangle$. Zur Seltenheit werden $\langle 01\bar{1}2 \rangle = \langle 110 \rangle$, $\langle 10\bar{1}0 \rangle = \langle 2\bar{1}\bar{1} \rangle$, $\langle 01\bar{1}1 \rangle = \langle 221 \rangle$, $\langle 2241 \rangle = \langle 71\bar{5} \rangle$ habitusbestimmend. Rhomboeder und hexagonale Bipyramiden treten gerne zusammen auf. Stufenweise werden sie bei komplizierteren Kombinationen durch Skalenoeder ersetzt. Der Habitus (Fig. 50 a, b) ist indessen sehr variabel. Durch Vorherrschen von $\langle 0001 \rangle = \langle 111 \rangle$ entstehen tafelige bis dünntafelige Kristalle, durch Vorherrschen von $\langle 10\bar{1}1 \rangle = \langle 100 \rangle$, oft mit $\langle 2243 \rangle = \langle 31\bar{1} \rangle$ kombiniert, entstehen rhomboedrische und bipyramidale Formen. Kurzsäulige Entwicklung nach dem Prisma II. oder gar I. Stellung ist ebenfalls vorhanden. Langsäulige und tonnenförmige Gestalt ist weit seltener als bei Korund, ebenso skalenoedrische. Für die vulkanisch-pneumatolytisch entstandenen Eisenglanze sind bei tafeliger Ausbildung $\langle 0001 \rangle$, $\langle 10\bar{1}1 \rangle$, $\langle 11\bar{2}0 \rangle$, $\langle 01\bar{1}2 \rangle$, $\langle 2243 \rangle$, $\langle 0115 \rangle = \langle 111 \rangle$, $\langle 100 \rangle$, $\langle 10\bar{1} \rangle$, $\langle 110 \rangle$, $\langle 31\bar{1} \rangle$, $\langle 221 \rangle$ charakteristisch. Ähnliche Gestaltentwicklung kommt dem Eisenglanz der alpinen Zerrklüfte zu, wobei indessen $\langle 1010 \rangle = \langle 2\bar{1}\bar{1} \rangle$ und $\langle 02\bar{2}1 \rangle = \langle 11\bar{1} \rangle$ recht häufig sind. Die Tafeln sind dann oft rosettenartig gruppiert

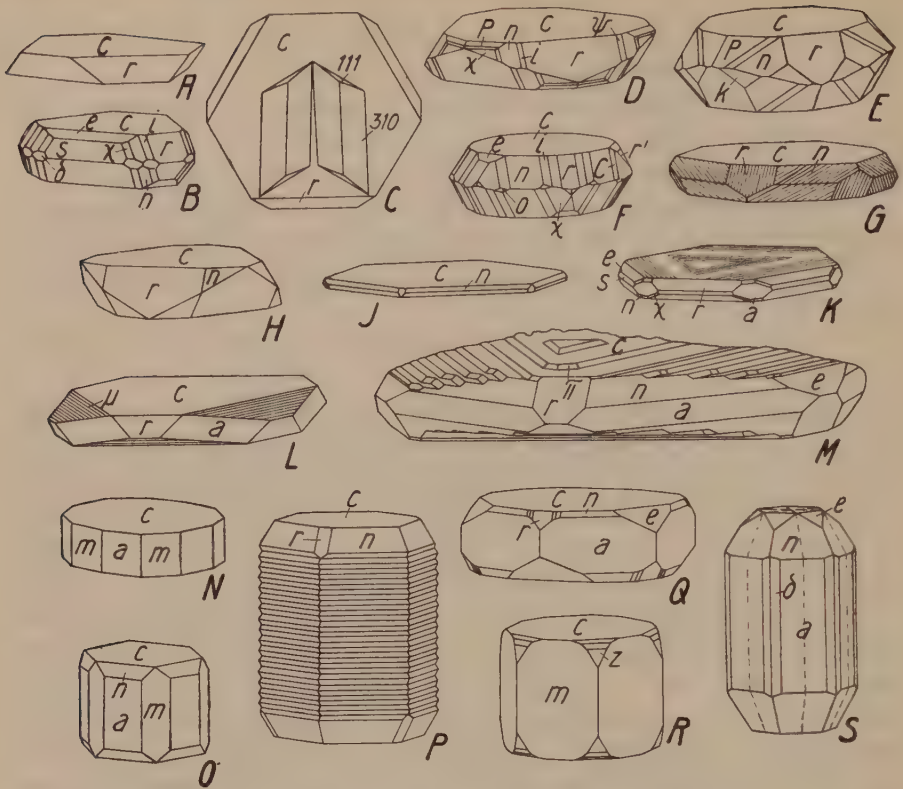


Fig. 50a. Hämatit. Tafelige bis säulige Ausbildung. $c\langle 0001 \rangle = \langle 111 \rangle$, $a\langle 11\bar{2}0 \rangle = \langle 10\bar{1} \rangle$, $m\langle 10\bar{1}0 \rangle = \langle 2\bar{1}\bar{1} \rangle$, $\delta\langle 3\bar{2}\bar{1}0 \rangle = \langle 4\bar{5}\bar{1} \rangle$, $r\langle 10\bar{1}1 \rangle = \langle 100 \rangle$, $s\langle 02\bar{2}1 \rangle = \langle 11\bar{1} \rangle$, $r'\langle 01\bar{1}1 \rangle = \langle 2\bar{2}\bar{1} \rangle$, $e\langle 011\bar{2} \rangle = \langle 110 \rangle$, $\mu\langle 011\bar{5} \rangle = \langle 221 \rangle$, $n\langle 224\bar{3} \rangle = \langle 311 \rangle$, $z\langle 2241 \rangle = \langle 71\bar{5} \rangle$, $\pi\langle 112\bar{3} \rangle = \langle 210 \rangle$, $k\langle 21\bar{3}1 \rangle = \langle 201 \rangle$, $i\langle 426\bar{5} \rangle = \langle 51\bar{1} \rangle$, $O\langle 6\cdot 4\cdot 10\cdot 5 \rangle = \langle 71\bar{3} \rangle$, $\chi\langle 12\bar{3}2 \rangle = \langle 211 \rangle$, $P\langle 2467 \rangle = \langle 5\bar{3}\bar{1} \rangle$, $\psi\langle 4\cdot 6\cdot 10\cdot 7 \rangle = \langle 7\bar{3}\bar{3} \rangle$, $C\langle 347\bar{5} \rangle = \langle 52\bar{2} \rangle$. Dünntafelige, rhomboedrisch begrenzte Hämatitkristalle stellen A (Vesuv) und C (Cavradi) dar. Auf der Basis dieses letztern liegen (etwas schematisiert) zwei Rutilkristalle mit $\langle 100 \rangle$ auf. Sie sind symmetrisch zu einer Spiegelebene des Hämatits orientiert und werden von Flächen $\langle 310 \rangle$ und $\langle 111 \rangle$ derart begrenzt, daß sie monoklin holloedrisch zu sein scheinen. Ihre c -Achsen bilden einen Winkel, der sich als Mittel vieler Messungen zu $4^\circ 20'$ ergibt. — Ein flächenreicher Kristall vom Cavradi ist in B abgebildet. Es kommen daran die Zonen $[011]$ und $[0\bar{1}\bar{1}]$ zur Geltung. Ausgesprochen nach $[011]$ zonal entwickelt ist F (Traversella; zwischen i und r liegt noch $\langle 7298 \rangle = \langle 81\bar{1} \rangle$), während an D (Traversella) neben $[011]$ auch $[2\bar{3}\bar{1}]$ hervortritt (zwischen χ und P liegt $\langle 7\cdot 14\cdot 21\cdot 20 \rangle = \langle 16\cdot 9\cdot 5 \rangle$). Bei E (ebenfalls Traversella) ist vor allem $[12\bar{1}]$ ausgebildet. — G (auf r nach $[011]$, auf n nach $[130]$ gestreift), H, J (alle von Framont) stellen die nämliche Hämatitkombination dar. K, L, M (alle Ungarn) sind durch Streifung der Basis nach $[1\bar{1}0]$ charakterisiert. Daß dieselbe vielfach durch Alternieren von $\langle 111 \rangle$ mit $\langle 110 \rangle$ hervorgerufen wird, läßt sich besonders schön an M erkennen. Prismatisch sind die letzten sechs Figuren. Erster Bestellung ist das Prisma bei R (Mexiko; zwischen z und c liegen noch die Bipyramiden $\langle 11\bar{2}2 \rangle$ und $\langle 11\bar{2}8 \rangle$), zweiter Stellung bei Q (Framont; mit $\langle 426\bar{5} \rangle$ und $\langle 3\bar{2}54 \rangle$ zwischen r und n) und S (Nordmarken; Durchwachsungszwilling nach $\langle 10\bar{1}0 \rangle$). Bei P (Framont) ist das Prisma zweiter Stellung nur Scheinform, entstanden durch Alternieren übereinander liegender Flächen von n . Die Kombination beider 6-seitiger Prismen zeigen N (Isère) und O (Gotthard).

NB. Die Figuren A, B, D, E, F, N, O sind der gewöhnlichen Stellung gegenüber um etwa 30° nach rechts gedreht.

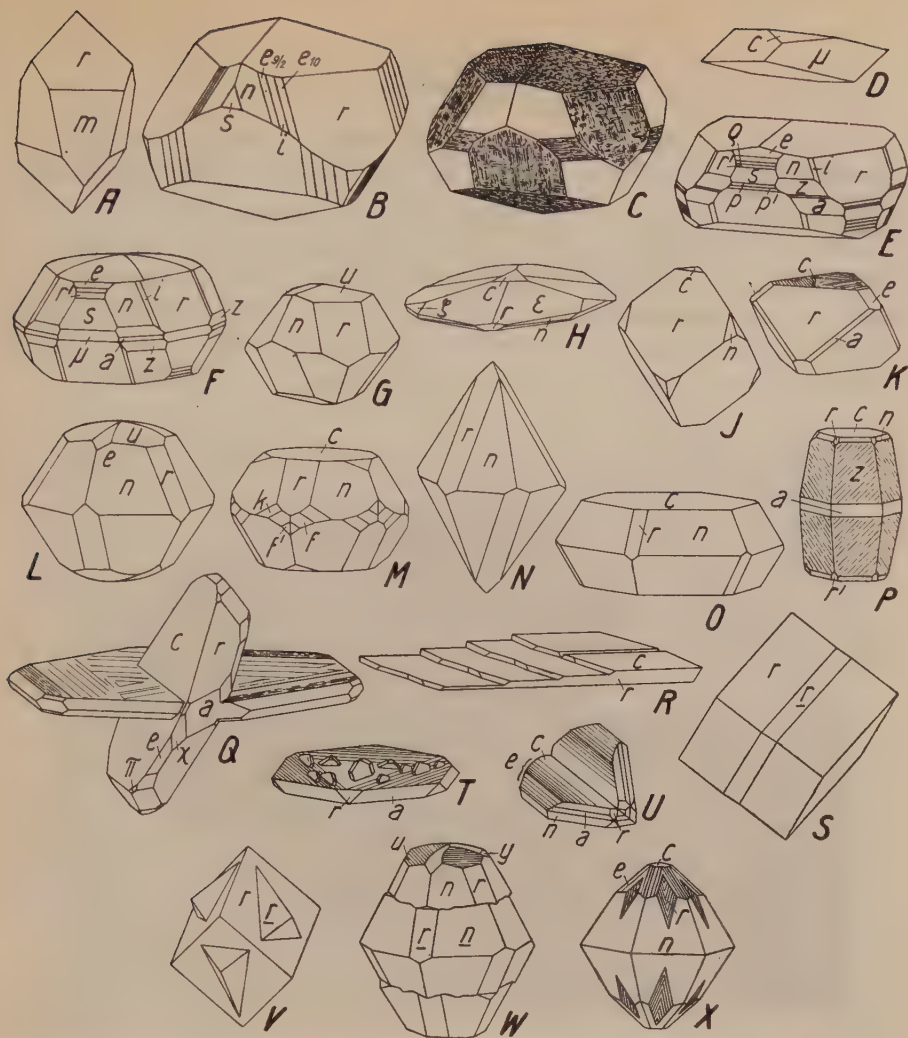


Fig. 50b. Hämatit. Rhomboedrische und bipyramidale Ausbildung; Zwillinge. $c\langle 0001 \rangle = \langle 111 \rangle$, $a\langle 11\bar{2}0 \rangle = \langle 10\bar{1} \rangle$, $u\langle 1014 \rangle = \langle 211 \rangle$, $r\langle 10\bar{1}1 \rangle = \langle 100 \rangle$, $m\langle 4041 \rangle = \langle 3\bar{1}1 \rangle$, $p'\langle 5051 \rangle = \langle 11\cdot\bar{4}\cdot\bar{4} \rangle$, $y\langle 0118 \rangle = \langle 332 \rangle$, $\zeta\langle 0\cdot5\cdot\bar{5}\cdot26 \rangle = \langle 31\cdot31\cdot16 \rangle$, $\mu\langle 0115 \rangle = \langle 221 \rangle$, $e\langle 0112 \rangle = \langle 110 \rangle$, $p\langle 0557 \rangle = \langle 441 \rangle$, $r'\langle 0111 \rangle = \langle 22\bar{1} \rangle$, $s\langle 0221 \rangle = \langle 11\bar{1} \rangle$, $p\langle 0551 \rangle = \langle 223 \rangle$, $n\langle 2248 \rangle = \langle 311 \rangle$, $z\langle 2241 \rangle = \langle 715 \rangle$, $i\langle 4265 \rangle = \langle 511 \rangle$, $k\langle 2131 \rangle = \langle 201 \rangle$, $f\langle 6281 \rangle = \langle 513 \rangle$, $e_2\langle 7\cdot4\cdot11\cdot9 \rangle = \langle 922 \rangle$, $e_{10}\langle 9\cdot2\cdot11\cdot10 \rangle = \langle 10\cdot1\cdot\bar{1} \rangle$, $\chi\langle 12\bar{3}2 \rangle = \langle 211 \rangle$, $f'\langle 1671 \rangle = \langle 324 \rangle$, $s\langle 1\cdot3\cdot4\cdot32 \rangle = \langle 37\cdot34\cdot25 \rangle$. Eine Großzahl dieser Kombinationen hat flachrhomboedrische, oft gerundete Endbegrenzungen. B, E, F (alle Elba, weiterhin mit $\langle 0\cdot16\cdot16\cdot29 \rangle = \langle 15\cdot15\cdot\bar{1} \rangle$, F mit den gewölbten Endflächen $\langle 0116 \rangle = \langle 774 \rangle$ und $\langle 1\cdot0\cdot1\cdot10 \rangle = \langle 433 \rangle$) lassen, z. T. in reicher Entwicklung, die Zonen $[110]$, $[1\bar{1}0]$, $[121]$ erkennen. Die einfachste Form der Elbaner Hämatitkristalle ist in C, G und L dargestellt. Linsenartig sind D (Pajsberg) und H (Cumberland). Die Würfelähnlichkeit des Grundrhomboeders wird an J (Langban) besonders deutlich. K (Ungarn) bildet den Übergang zu den tafeligen Ausbildungen. An Calcitkombinationen gemahnt A (Altenberg). Zonen $[112]$ sind an M (Norberg, auch μ ist vorhanden) ausgebildet. Von den bipyramidalen N, O (Framont) und P (Pyrenäen) zeigt die letztere Kombination den tonnenförmigen, korundähnlichen Charakter. Einen Zwilling nach r stellt U (Aetna) dar (e bezeichnet negative Rhomboeder zwischen $\langle 0112 \rangle$ und $\langle 0116 \rangle$). Nach demselben Gesetz ist der Durchwachsungszwilling Q (Ungarn) gebildet. Bei T (Aetna) fungieren sämtliche Flächenpaare von r als Zwillingsebenen. In S (Elba) ist eine Zwillinglamelle nach r eingelagert. Solche Lamellen finden sich gerne in polysynthetischer Wiederholung. Nach der Basis verzwillingt sind R (Andernach, mit $\langle 10\bar{1}0 \rangle$ als Verwachsungsebene), W (Altenberg, Elba; vergl. L), V und X (beide Ungarn).

(Eisenrosen, Fig. 51). Auch in metamorphen Gesteinen tritt Fe_2O_3 als Eisenglimmer etwa dünnblättrig auf. Körnig isometrische Ausbildung kennzeichnet manche plutonisch-perimagmatischen Vorkommnisse (z. B. Elba); bei rhomboedrischer bis bipyramidaler Entwicklung tritt die Basis gegenüber stumpfen Rhomboedern wie $\langle 10\bar{1}4 \rangle = \langle 211 \rangle$ zurück. Zwillinge nach $\langle 0001 \rangle = \langle 111 \rangle$ mit der Zwillingsebene oder mit $\langle 10\bar{1}0 \rangle = \langle 2\bar{1}1 \rangle$ als Verwachsungsebene sind nicht selten. Auch Zwillinge nach $\langle 10\bar{1}1 \rangle = \langle 100 \rangle$ treten auf.



Fig. 51. Eisenrosen, Bächital, Wallis. Die randlich von flachen Rhomboedern begrenzten und darum gerundet erscheinenden Blätter sind sehr fein und zeigen in der Stellung eine extreme Divergenz von nahezu 90° . Von den Eisenrosen der Fibbia, deren Blätter mehr prismatisch umrandet sind und viel weniger divergieren, unterscheiden sie sich in auffallender Weise.

Daß Hämatit nur ein schwach deformierter kubischer $[110]$ -Typus ist, geht aus der zonalen Verteilung der Flächen hervor (Fig. 49). Die Hauptzonen sind die Zonen $[110]$ und $[110]$. Dann folgen $[2\bar{1}1]$, $[211]$, $[100]$, $[211]$, $[111]$, $[111]$ usw. Auch Zonen $[3\bar{2}1]$ sind oft gut entwickelt. Zusammen mit $[310]$ und $[310]$ entsprechen all diese Richtungen den kürzesten Abständen in einem flächenzentrierten Gitter vom Typus des Hämatites (vergl. die Reihenfolge dieser Abstände auf Seite 147). Die kubisch zusammengehörigen einfacheren Formen sind jeweiligen fast vollständig bekannt, wenn sie sich auch eher an ein und demselben Kristall meiden. Gegenüber Korund ist ein schwaches Zurücktreten der Zonen $[2\bar{1}1]$ zugunsten anderer Zonen bemerkbar, im übrigen ist aus der Projektionsfigur, in die nur wichtigere Formen eingezeichnet sind, evident, daß beide Mineralien morphologisch enge verwandt sind. Hämatit als flächenreichere Kristallart zeigt noch besser als Korund die Beziehungen zum Kupfer-Silber-Goldtypus (Fig. 38).

Streifungen treten bei Hämatit häufig auf, z. B. auf der Basis nach den negativen Rhomboedern hin, d. h. parallel $[110]$, oder auf der Einheitsrhomboederfläche nach $\langle 31\bar{1} \rangle$ hin, das heißt parallel $[110]$ oder auf $\langle 224\bar{3} \rangle = \langle 311 \rangle$ nach $[\bar{1}30]$ usw.

Sehr gerne sind andere Mineralien mit Eisenglanz regelmäßig verwachsen, z. B. Spinell, Magnetit und Rutil. Bei Rutil geht $\langle 100 \rangle$ von Rutil parallel $\langle 0001 \rangle = \langle 111 \rangle$ von Hämatit. Die c-Achsenrichtung der Rutilkristalle nähert sich meistens bis auf einen kleinen, aber sehr konstanten Betrag von $2^\circ 10'$ der Zwischenachse der Eisenglänzkristalle. Das zeigt auch hier die Bedeutung der Zonen $[211]$.

Chemische Verhältnisse: Hämatit, meist in der dichten Form, findet sich als häufiges Umwandlungsprodukt anderer Mineralien. Es seien nur Pseudomorphosen von Hämatit nach Goethit, Magnetit, Siderit, Calcit, Pyrit, Olivin, Biotit, Granat, Fluorit, Quarz, Baryt, Gips, Zinkblende, Galenit, Pyromorphit, Cuprit erwähnt. Hämatit selbst ist in Magnetit, Rutil, Limonit usw. pseudomorph umgewandelt. Hämatit bedingt als Einschluß in Form dünner Blättchen oft die rote Farbe von an sich farblosen Mineralien. Es hat sich Fe_2O_3 in manchen Fällen aus diesen Mineralien beim Abkühlen entmischt. Das Mineral bildet sich fast im ganzen Bereich der Minerogenese.

Neuerdings wurde die Lichtbrechung des Hämatits in Abhängigkeit vom FeO-Gehalt bestimmt. Es zeigte sich, daß bei $700 \mu\mu$ n von reinem Hämatit $= 2,74$ ist, bei einem FeO-Gehalt von $17,79\%$ dagegen nur noch $2,71$ beträgt. Im gleichen Intervall sinkt die Doppelbrechung von $0,21$ auf $0,16$.

Der Sauerstoffdruck im Gleichgewicht mit festen Lösungen zwischen Fe_2O_3 und Fe_3O_4 ist (vorausgesetzt, daß sich die Messungen auf homogene Kristalle bezogen) aus folgender Tabelle ersichtlich.

% FeO	% des Fe'' vom Gesamteisen	Druck in mm Hg bei	
		1100°	1200°
0,90	1,0	0,37	5
1,80	2	0,22	3,6
2,71	3	0,17	3,0
4,52	5	0,13	2,6
9,09	10	0,10	2,15
13,70	15	0,092	1,80
18,37	20	0,085	1,55
23,07	25	0,069	1,27
27,83	30	0,052	0,85
31,03	33,33	< 0,005	< 0,04

Ilmenit (Titaneisen) $\text{Fe}[\text{TiO}_3]$ mit wechselndem $[\text{Fe}_2\text{O}_3]$ -Gehalt Rhomboedrisch paramorph

Spezielle Kennzeichen: Metallischglänzend. Mineral von eisen-schwarzer Farbe. Ganz dünne Blättchen schimmern violettbraun durch. Strich schwarz bis braunschwarz, ähnlich dem von Pyrit. Muscheliger Bruch, oft mit pechartigem Glanz. Härte 5—6. Spezifisches Gewicht etwas kleiner als das von Hämatit.

Spezielle Morphologie und chemische Verhältnisse: Kristallisierte Ilmenit (Fig. 52) ist sehr ähnlich ausgebildet wie Hämatit, jedoch rhomboedrisch paramorph mit Zerfall der Skalenoeder und Bipyramiden in Rhomboeder. Steil rhomboedrische Ausbildungen sind Crichtonite genannt worden. Über die Mischungsverhältnisse siehe S. 147f. Ebenda Entmischungerscheinungen.

Titaneisen wandelt sich auch in Titanit um (Leukoxen, Titanomorphit). Regelmäßige Verwachsungen wurden mit Magnetit, Hämatit und Augit konstatiert. Der Ilmenit ist vorwiegend ein liquidmagmatisch gebildetes Mineral basischer Eruptivgesteine. Auf klastisch sedimentären Lagerstätten findet er sich sekundär angereichert.

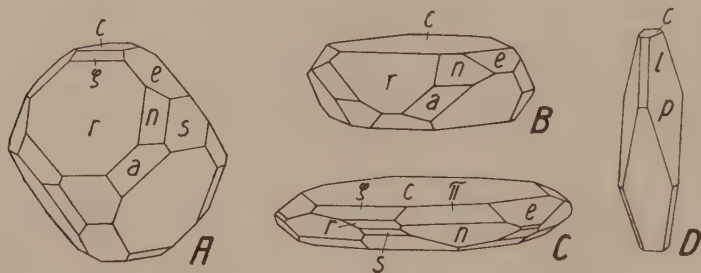


Fig. 52. Habitusbilder von Ilmenit. $c\langle 0001 \rangle = \langle 111 \rangle$, $a\langle 11\bar{2}0 \rangle = \langle 10\bar{1} \rangle$, $\zeta\langle 20\bar{2}5 \rangle = \langle 311 \rangle$, $r\langle 10\bar{1}1 \rangle = \langle 100 \rangle$, $l\langle 50\bar{5}2 \rangle = \langle 4\bar{1}1 \rangle$, $e\langle 01\bar{1}2 \rangle = \langle 110 \rangle$, $s\langle 02\bar{2}1 \rangle = \langle 1\bar{1}1 \rangle$, $p\langle 05\bar{5}1 \rangle = \langle 22\bar{3} \rangle$, $\pi\langle 11\bar{2}3 \rangle = \langle 210 \rangle$, $n\langle 224\bar{3} \rangle = \langle 31\bar{1} \rangle$. Aus den Figuren A (im Sand des Tessinflusses), B (Avigliana) und C (Val Malenco), die im wesentlichen dieselbe Kombination darstellen (c, a, r, e, n sind allen gemeinsam), ist die Zugehörigkeit des Ilmenits zur rhomboedrisch paramorphen Klasse deutlich zu ersehen. Spitzrhomboedrisch ist D (Isère), ein sogenannter Crichtonit.

Tetragonale Mineralien mit oktaederähnlichen Bipyramiden als Hauptwachstumsformen

Es gibt eine Reihe tetragonaler Mineralien mit oktaederähnlicher Bipyramide als Hauptwachstumsform. Man ist von vornherein geneigt, an eine pseudokubische Ausbildung vom Typus $[110]$ zu denken. Nun muß man jedoch im Auge behalten, daß in den Klassen des tetragonalen Systemes mit einer Tetragyre als Hauptachse tetragonale Bipyramiden (bzw. Pyramiden) von mindestens 2 Stellungen vorkommen. Ist das Achsenverhältnis gleich $1:\sqrt{2} = 1:1,4142$, so hat $\langle 101 \rangle$ genau die Form eines Oktaeders. In diesem Falle würde nur dann ein oktaedrischer Typus im engeren Sinne vorliegen, wenn sich eine Umstellung, durch die $\langle 101 \rangle$ zu $\langle 111 \rangle$ wird, gesamtmorphologisch als zweckmäßig erweist. Führt die Aufstellung mit $\langle 101 \rangle$ als oktaederähnlicher Bipyramide zu einfacheren Resultaten, so liegt ein Kristall des im engeren

Sinne tetragonalen Typus vor, bei dem immer noch [100] Hauptrichtungen sein können. Wie wir später sehen werden, handelt es sich bei diesem Achsenverhältnis normalerweise um die schwach tafelige Modalität des tetragonalen Typus. Es bedarf daher jeweils einer besonderen Untersuchung zur Feststellung der zweckmäßigen Zuordnung. Die Mineralien, die wir in diesem Abschnitt besprechen wollen, würden in der Tat nach ihrer Gesamtmorphologie besser dem tetragonalen Typus zugerechnet werden. Hausmannit ist zwar vom hypokubischen [110]-Typus, doch ist die Abweichung von der kubischen Metrik bereits erheblich. Braunit und die Mineralien der Scheelitgruppe weisen in der einfachsten Aufstellung $\langle 101 \rangle$ als oktaederähnliche Wachstumsform auf. Sie sind also gegenüber kubischen Kristallen in Wirklichkeit stark deformiert. In der Diskussion wird dies genügend hervorgehoben werden. Da anderseits nur durch einen Vergleich mit dem richtigen kubischen, bzw. hypokubischen [110]-Typus die Frage nach der Aufstellung entschieden werden kann, rechtfertigt es sich, die genannten Mineralien an dieser Stelle zu behandeln.

Hausmannit Mn_3O_4 . Tetragonal holoedrisch, hypokubisch

Spezielle Kennzeichen: Braunschwarze, halbmatt glänzende Kriställchen oder derbe Massen mit kastanienbraunem Strich. Reflexionsfarbe von Anschliffen grauweiß. Unter dem Mikroskop in auffallendem Licht oft Lamellarbau zeigend. Härte 5—5½. Spezifisches Gewicht = 4,86. Bruch uneben. Spaltbarkeit s. u.

Physikalische Konstanten: Optisch einachsig, negativ. Für Licht ist $\omega = 2,46$, $\varepsilon = 2,15$. Im Dünnschliff rötlichbraun ohne merklichen Pleochroismus. Spezifische Wärme = 0,15 zwischen 13° und 99°.

Spezielle Morphologie: $a:c = 1:1,1554$ (Goldschmidt), Winkel $(111):(001) = 58^\circ 32'$. Spaltbarkeit fast vollkommen nach $\langle 001 \rangle$, weniger deutlich nach $\langle 101 \rangle$ und $\langle 111 \rangle$. Zwillinge nach $\langle 101 \rangle$. Sehr häufig sind Wendezwillinge zu fünf gruppiert (siehe Fig. 53, H). Habitusbestimmende Hauptform ist $\langle 111 \rangle$. Diese tetragonale Bipyramide, deren Flächen oft nach den Zonen [110] gestreift erscheinen, ist schon merklich spitzer als ein Oktaeder. Weitere wichtige Formen sind: $\langle 113 \rangle$, $\langle 112 \rangle$, $\langle 101 \rangle$, $\langle 001 \rangle$, ferner 313, $\langle 221 \rangle$, $\langle 5 \cdot 5 \cdot 11 \rangle$, $\langle 110 \rangle$. Nur sporadisch wurden u. a. konstatiert: $\langle 100 \rangle$, $\langle 203 \rangle$, $\langle 119 \rangle$, $\langle 335 \rangle$, $\langle 223 \rangle$, $\langle 414 \rangle$, $\langle 213 \rangle$, $\langle 759 \rangle$, $\langle 311 \rangle$. Die Zusammenstellung zeigt deutlich, daß die Zonen [110] als Entwicklungszonen bevorzugt sind. In zweiter Linie treten die Zonen [101] hervor, denen sich (mit verminderter Bedeutung) die Zonen [100] und $[1\bar{2}1]$ anschließen. Es sind somit wachstumsmorphologisch genau die Verhältnisse verwirklicht, die wir in kubischen Kristallen vom [110]-Typus angetroffen haben. Hausmannit

gehört zu diesem Typus, doch weicht $a:c$ schon erheblich von 1:1 ab. Bemerkbar macht sich dies in der Spaltbarkeit nach dem Pinakoid $\langle 001 \rangle$.

Vorkommen: Hausmannit findet sich mit Mangansilikaten in Erzgängen assoziiert. In sekundären Bildungen begleitet Braunit das Mineral.

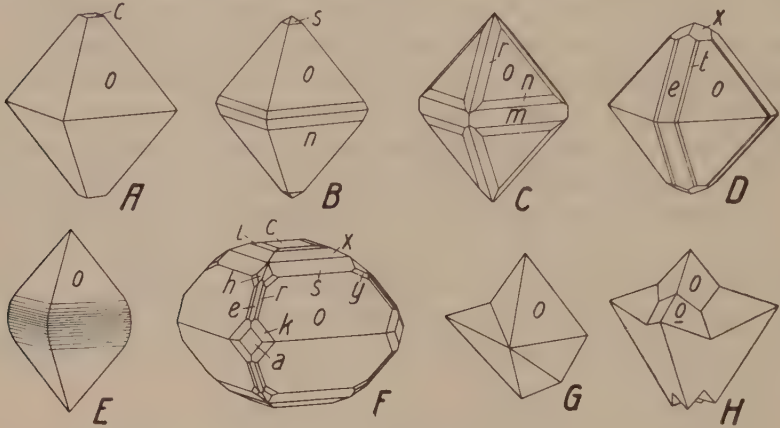


Fig. 53. Habitusbilder von Hausmannit. $c \langle 001 \rangle$, $a \langle 100 \rangle$, $m \langle 110 \rangle$, $n \langle 221 \rangle$, $o \langle 111 \rangle$, $s \langle 112 \rangle$, $x \langle 113 \rangle$, $i \langle 119 \rangle$, $e \langle 101 \rangle$, $r \langle 313 \rangle$, $t \langle 414 \rangle$, $k \langle 311 \rangle$, $h \langle 213 \rangle$, $y \langle 759 \rangle$. Hervortretendste Form bei allen diesen Bildern ist die Grundbipyramide $\langle 111 \rangle$. Sie ist merklich spitzer als das Oktaeder. Ihre Randkanten sind gerne durch steilere Bipyramiden abgeschrägt oder durch $\langle 110 \rangle$ gerade abgestumpft (A, B, C; Langban). Oft ist die Wichtigkeit dieser Zone durch eine bloße Streifung angedeutet (E, Langbanshyttan). Die $[101]$ -Zonen kommen bei C, D (Nordmarken), F (Minas Geraes) schön zur Geltung. An letzterer Kombination sind übrigens $[110]$ und $[101]$ beide gleich stark besetzt, $[121]$ hat mit 3 Formen (h , y , o) verminderte Bedeutung, $[100]$ kommt daran als Kante überhaupt nicht zur Entwicklung. Einen Zwilling nach $\langle 011 \rangle$ stellt G (Ilmenau) dar. Nach dem nämlichen Gesetz ist der aus fünf Individuen bestehende Wenzelzwilling H (Ilmenau) gebaut.

Braunit $n\text{Mn}_2\text{O}_3 \cdot m\text{MnSiO}_3$. Tetragonal holoedrisch

Spezielle Kennzeichen: Dunkelstahlgraue bis schwarze, meist oktaederähnliche Kristalle mit Metallglanz auf den Spaltflächen, Halbmattglanz auf den Wachstumsflächen. Auch in derben Massen. Strich schwarz bis dunkelstahlgrau. Reflexionsfarbe von Anschliffen hellgrauweiß. Wie Hausmannit spröde. Ziemlich vollkommene Spaltbarkeit nach $\langle 111 \rangle$. Der Bruch ist uneben. Härte $6-6\frac{1}{2}$. Spezifisches Gewicht $4,72-4,9$. Verhältnis $\frac{a}{c}$ der Halbachsen des Isothermenellipsoides $= 0,85$. Spezifische Wärme $= 0,16$ zwischen 15° und 99° .

Spezielle Morphologie: Tetragonal holoedrisch. Zwei Aufstellungen sind im Gebrauch. Nach der einen, älteren ist $\langle 111 \rangle$ die oktaeder-

ähnliche Bipyramide; wir wollen diese Aufstellung die von Dana (D.) nennen. Nach der anderen Aufstellung hat die habitusbestimmende, oktaederähnliche Bipyramide das Symbol $\langle 101 \rangle$; es ist die Goldschmidt'sche Aufstellung (G.). Das sind die zwei Aufstellungen, von denen auf Seite 158 gesprochen wurde. Wir wollen die Formensymbole der bekannteren Wachstumsformen in beiderlei Schreibweisen einander gegenüberstellen.

Hierbei gelten, wenn (hkl) das Flächensymbol, bzw. $[uvw]$ das Zonensymbol in der Stellung D und $(h'k'l')$, bzw. $(u'v'w')$ die entsprechenden Symbole der Stellung G bedeuten, die Transformationsgleichungen:

$$\begin{array}{llll} \mathbf{h}' = \mathbf{h} - \mathbf{k}, & \mathbf{k}' = \mathbf{h} + \mathbf{k}, & \mathbf{l}' = 2\mathbf{l}, & \text{bezw. } \mathbf{u}' = \mathbf{u} - \mathbf{v}, \quad \mathbf{v}' = \mathbf{u} + \mathbf{v}, \quad \mathbf{w}' = \mathbf{w} \\ \mathbf{h} = \mathbf{h}' + \mathbf{k}', & \mathbf{k} = \mathbf{k}' - \mathbf{h}', & \mathbf{l} = \mathbf{l}', & \text{bezw. } \mathbf{u} = \mathbf{u}' + \mathbf{v}', \quad \mathbf{v} = \mathbf{v}' - \mathbf{u}', \quad \mathbf{w} = 2\mathbf{w}' \end{array}$$

D	G	D	G
a:c = 1:0,9922	a:c = 1:1,4032	a:c = 1:0,9922	a:c = 1:1,4032
$\langle 111 \rangle$	$\langle 011 \rangle$	$\langle 001 \rangle$	$\langle 001 \rangle$
$\langle 421 \rangle$	$\langle 131 \rangle$	$\langle 113 \rangle$	$\langle 013 \rangle$
$\langle 643 \rangle$	$\langle 153 \rangle$	$\langle 112 \rangle$	$\langle 012 \rangle$
$\langle 865 \rangle$	$\langle 175 \rangle$	$\langle 221 \rangle$	$\langle 021 \rangle$
$\langle 425 \rangle$	$\langle 135 \rangle$	$\langle 304 \rangle$	$\langle 338 \rangle$
$\langle 645 \rangle$	$\langle 155 \rangle$	$\langle 506 \rangle$	$\langle 5 \cdot 5 \cdot 12 \rangle$
$\langle 423 \rangle$	$\langle 133 \rangle$	$\langle 101 \rangle$	$\langle 112 \rangle$
$\langle 312 \rangle$	$\langle 122 \rangle$	$\langle 401 \rangle$	$\langle 221 \rangle$
$\langle 714 \rangle$	$\langle 344 \rangle$	$\langle 601 \rangle$	$\langle 331 \rangle$
$\langle 212 \rangle$	$\langle 134 \rangle$	$\langle 801 \rangle$	$\langle 441 \rangle$
$\langle 425 \rangle$	$\langle 135 \rangle$	$\langle 201 \rangle$	$\langle 111 \rangle$
$\langle 821 \rangle$	$\langle 351 \rangle$	$\langle 311 \rangle$	$\langle 121 \rangle$
$\langle 621 \rangle$	$\langle 241 \rangle$	$\langle 823 \rangle$	$\langle 353 \rangle$
$\langle 524 \rangle$	$\langle 378 \rangle$	$\langle 713 \rangle$	$\langle 343 \rangle$

Die Figuren 54 und 55 stellen die Dreiecksprojektionen für beide Aufstellungen dar. Man sieht sofort, daß nach *Dana* eine der wichtigsten Zonen das Symbol [132] erhält und zwei der wichtigsten Flächen die relativ komplizierten Indizes (421) und (643) bekommen. Die *Goldschmidt*sche Orientierung gibt ein viel einfacheres Bild. Die Zonenverteilung ist eine ganz analoge wie in den letzt behandelten kubischen Mineralarten. Als Ganzes verdient unzweifelhaft die *Goldschmidt*sche Aufstellung den Vorzug. Bei dieser hat aber die oktaederähnliche Bipyramide das Symbol $\langle 101 \rangle$. Die Annäherung an die kubische Metrik ist daher nur eine scheinbare, das Achsenverhältnis 1:1,4032 verweist die Kristallart zu den eigentlich tetragonalen. Wir wollen im folgenden nur noch die Symbolisierung nach *Goldschmidt* benutzen. Die Habitusbilder (Fig. 56) sind in der *Dana*schen Orientierung gezeichnet, aber mit Symbolen versehen, die der neuen Aufstellung entsprechen.

$\langle 101 \rangle$ ist Hauptwachstumsform. Ihre Kombination mit $\langle 110 \rangle$ zeigt Anklänge an deformiert rhombendodekaedrischen Habitus. Wichtig sind ferner $\langle 001 \rangle$, $\langle 311 \rangle$, $\langle 313 \rangle$ und $\langle 010 \rangle$, doch bleibt der Habitus meistens oktaederähnlich. $\langle 001 \rangle$ ist nicht selten $\parallel [010]$ gestreift. $\langle 021 \rangle$ weist etwa Streifungen in der gleichen Richtung auf. Zwillinge nach $\langle 112 \rangle$ sind sowohl als Kontakt-, wie als Penetrationszwillinge bekannt.

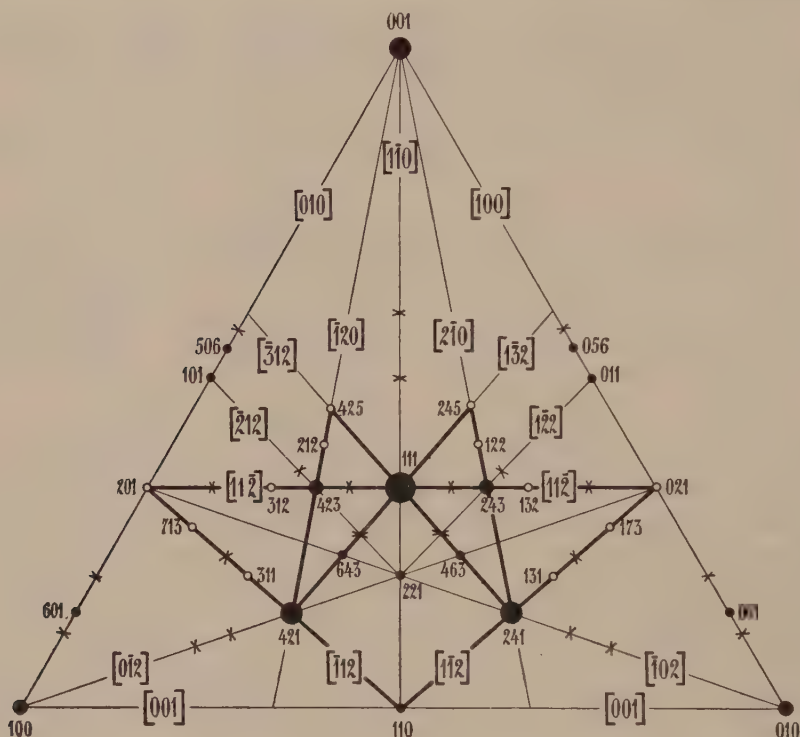


Fig. 54. Schematische Dreiecksprojektion der wichtigsten Zonen und Flächen von Braunit in der Stellung *Danas*. Die relativ komplizierten Symbole der wesentlichsten Zonen und Flächen fallen sofort auf, ebenso das ungewohnte Zonenbild (vergl. demgegenüber Fig. 55). Das nicht deformierte Dreieck ist fast genau gleichseitig und darum weggelassen.

Die Spaltbarkeit ist vollkommen nach $\langle 101 \rangle$. Innerhalb des tetragonalen, schwach tafeligen Typus gehört Braunit zu den Mineralien vom $[101]$ - $[110]$ -Typus. Die Figur 55 weist ja außerordentlich große Ähnlichkeit mit den Projektionsfiguren von Magnetit und Kupfer auf. Nur ist zu bedenken, daß in dieser Orientierung, wie die Nebenfigur rechts oben von Fig. 55 zeigt, eine starke Deformation des Dreieckes in Berücksichtigung gezogen werden muß. Es müssen also in der *Goldschmidt*-schen Aufstellung strukturell ganz ähnliche Richtungen von Bedeutung sein, wie in den Mineralien der Spinellgruppe.

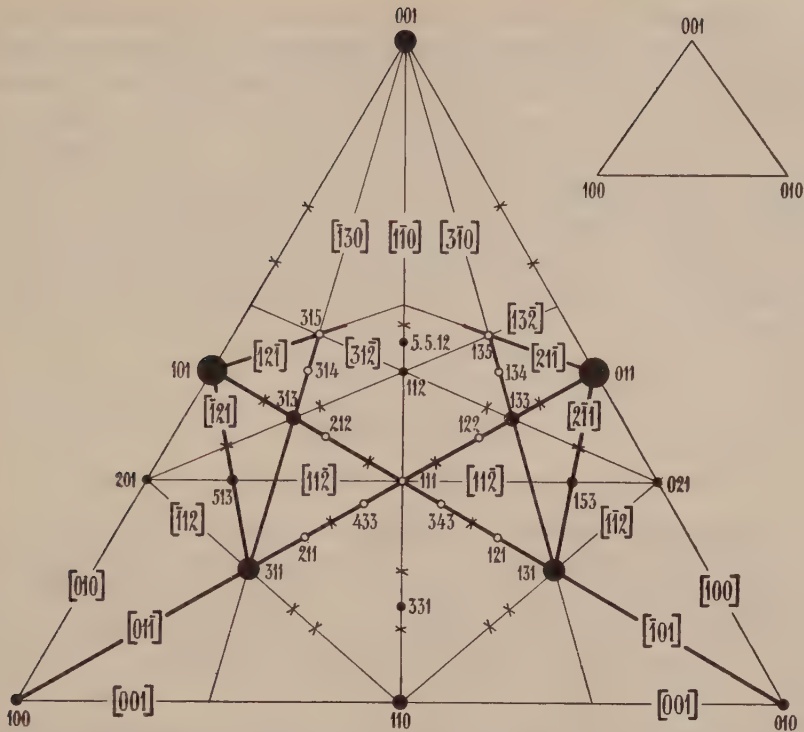


Fig. 55. Schematische Dreiecksprojektion der wichtigsten Zonen und Flächen von Braunit in der Goldschmidtschen Aufstellung. Der $[110]$ -Typus kommt ausgesprochen zur Geltung. Die Signierung stimmt im übrigen genau mit der entsprechenden von Fig. 54 überein. Der Umriß des nicht deformierten Dreiecks 100, 010, 001 ist rechts oben dargestellt.

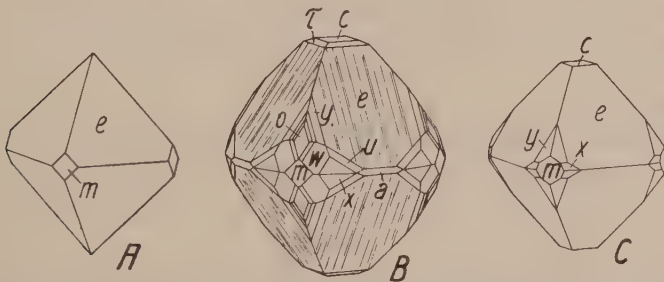


Fig. 56. Braunit (Orientierung nach Dana, Flächensymbolisierung nach Goldschmidt). a $\langle 100 \rangle$, m $\langle 110 \rangle$, c $\langle 001 \rangle$, o $\langle 111 \rangle$, e $\langle 101 \rangle$, τ $\langle 103 \rangle$, u $\langle 513 \rangle$, w $\langle 211 \rangle$, x $\langle 311 \rangle$, y $\langle 313 \rangle$. A und C (Langban) mit der oktaederähnlichen Bipyramide, welche Dana's Grundform $\langle 111 \rangle$ ist, aber nach Goldschmidt besser zur Bipyramide $\langle 101 \rangle$ gewählt wird. An Fig. C tritt die Zone $[\bar{1}30]$ (mit x und y) schön hervor. Zonen- und flächenreich ist B (Minas Geraes). Die $[011]$ -Zonen sind durch folgende Formen ausgezeichnet: e (nach der Zonenachse gestreift), y, $\langle 122 \rangle$, $\langle 344 \rangle$ (diese zwei in der Figur ohne Buchstaben), o, $\langle 533 \rangle$ (in der Figur ohne Buchstaben), w, x, a. Weniger flächenreich sind $\langle 100 \rangle$ (mit a, e, τ , c) und $[2\bar{1}1]$ (mit x, u, e).

Chemische Verhältnisse und Entstehung: Die Zusammensetzung des Braunites ist eine variable. In der Hauptsache handelt es sich um Mischungen von Mn_2O_3 und MnSiO_3 , wobei nicht selten ein Verhältnis $3 \text{Mn}_2\text{O}_3 : 1 \text{MnSiO}_3$ nahezu verwirklicht erscheint. Es vermag also $\text{Mn} \cdot \text{Si} \cdots$ bis zu einem gewissen Grade $\text{Mn} \cdots \text{Mn} \cdots$ isomorph zu vertreten, ähnlich wie $\text{Fe} \cdot \text{Ti} \cdots$ in der Hämatitgruppe $\text{Fe} \cdots \text{Fe} \cdots$ vertritt. Braunit findet sich öfters mit Magnetit als metasomatische Bildung in Kalken und Dolomiten. In Gängen begleitet Hausmannit den Braunit. Piemontit und andere Mangansilikate sind mit Braunit ebenfalls assoziiert.

Scheelitgruppe

Tetragonal paramorph und tetartoedrisch I. Art

Allgemeine chemische Verhältnisse: Molybdate und Wolframate der zweiwertigen Elemente der Reihe Ca, Ba, Sr, Pb. Die Hauptmineralien sind: Scheelit = $\text{Ca}[\text{WO}_4]$, Powellit = $\text{Ca}[\text{MoO}_4]$, Stolzit = $\text{Pb}[\text{WO}_4]$, Wulfenit = $\text{Pb}[\text{MoO}_4]$. Cuproscheelit (von grüner Farbe) enthält bis ca. 7% CuO. Chillagit ist $\text{Pb}[(\text{W}, \text{Mo})\text{O}_4]$ mit dem ungefähren Molekularverhältnis von $\text{W} : \text{Mo} = 3 : 1$.

Beim Erhitzen zeigt PbWO_4 einen Umwandlungspunkt, der bei gewöhnlichem Druck der Temperatur von 877°C entspricht. Aus Schmelzgemischen $\text{Pb}[\text{WO}_4] - \text{Pb}[\text{MoO}_4]$ scheiden sich daher in Abhängigkeit von der Konzentration zweierlei Mischkristallarten aus. Der Schmelzpunkt von reinem PbMoO_4 liegt bei 1065° , der von PbWO_4 bei 1123° . PbMoO_4 vermag aus der Schmelze auch etwas PbSO_4 in den kristallisierten Zustand einzubauen. Bedeutend größer ist die Mischbarkeit von PbSO_4 mit PbWO_4 oberhalb 877° . Natürlicher Scheelit enthält nicht selten auch etwas SiO_2 , ob es sich hierbei um homogene Mischungen handelt, ist nicht bekannt. Mo, Cu, Bi, Ce, Sa, Dy, Tb, Er, Eu, Nd, Pr wurden von mehreren Fundorten (teils spektroskopisch) im Scheelit nachgewiesen. Powellit enthält bis 10% WO_3 , in Wulfenit ist nicht selten CaO vorhanden.

Allgemeine physikalische Eigenschaften: Graue, gelbe bis orangebraune, seltener wasserhelle oder grüne Kristalle von Wachs- bis Diamantglanz. Härte nicht sehr hoch, zwischen $2\frac{1}{2}$ —5. Spezifisches Gewicht relativ hoch: 4,2—8.

	Härte	Dichte	ω	ϵ	$\epsilon - \omega$	Optischer Charakter
Scheelit	$4\frac{1}{2}$ —5	5,9 — 6,12	1,9200	1,9365 für D-Linie	0,0165	+
Powellit	$3\frac{1}{2}$ —4	4,15—4,25	1,974	1,984 für $\lambda = 570 \mu\mu$	0,010	+
Stolzit	um 3	7,87—8,13	2,27	2,19 für D-Linie	0,08	—
Wulfenit	um 3	6,5 — 7,0	2,4066	2,3928 für $\lambda = 588 \mu\mu$	0,0137	—

Bestrahlung mit Röntgenlicht hat oft Lumineszenz zur Folge.

Allgemeine morphologische Kennzeichen: Die Formen $\langle hk0 \rangle$ sind als tetragonale Prismen dritter Stellung entwickelt. Wulfenit scheint oft noch hemimorph ausgebildet zu sein, was Tetartoedrie vermuten ließe.

	a : c	$\chi(111) : (\bar{1}\bar{1})$	$\chi(101) : (001)$	Spaltbarkeiten
Scheelit	1 : 1,5268 Zambonini	$79^{\circ} 49\frac{1}{2}'$	$56^{\circ} 47'$	$\langle 111 \rangle$ und $\langle 101 \rangle$; nur undeutlich $\langle 001 \rangle$
Powellit	1 : 1,5513 Zambonini	$80^{\circ} 5\frac{1}{2}'$	$57^{\circ} 11'$	keine deutliche Spaltbarkeit
Stolzit	1 : 1,5667 Kerndt	$80^{\circ} 15\frac{1}{2}'$	$57^{\circ} 27'$	undeutlich nach $\langle 001 \rangle$ und $\langle 111 \rangle$
Wulfenit	1 : 1,5771 Dauber	$80^{\circ} 22'$	$57^{\circ} 37'$	$\langle 111 \rangle$ deutlich; nur undeutlich nach $\langle 001 \rangle$ und $\langle 113 \rangle$

Nach dieser Aufstellung ist die tetragonale Bipyramide $\langle 101 \rangle$ sehr oktaederähnlich (Winkel: Oktaeder zu Würfel = $54^{\circ} 44'$). Man hat daher versucht, ob die Aufstellung mit $\langle 101 \rangle \rightarrow \langle 111 \rangle$ nicht zweckmäßiger sei. Wie wir bei Scheelit und Wulfenit nachweisen werden, ist dies nicht der Fall. Die ganze Gruppe ist morphologisch enge verwandt mit dem Braunit, doch tritt die schwach tafelige Entwicklungstendenz, insbesondere bei den Gliedern mit den größten c-Werten, deutlicher in Erscheinung. Auch die Spaltbarkeit nach $\langle 001 \rangle$ weist auf diese Modalität unter den tetragonalen Kristallen hin. Die Hauptwachstumsformen sind im allgemeinen $\langle 111 \rangle$, $\langle 101 \rangle$, $\langle 001 \rangle$, $\langle 113 \rangle$, $\langle 131 \rangle$; Wulfenit zeigt auch recht häufig tetragonale Prismen. Die Ausbildung ist bipyramidal, tafelig, seltener prismatisch. Ergänzungszwillinge nach $\langle 100 \rangle$ sind nicht selten. Die Hauptzonen sind $[100]$, $[011]$, $[110]$, $[001]$, $[2\bar{1}1]$. Röntgenometrische Untersuchungen liegen vor, bedürfen jedoch näherer Nachprüfung.

Scheelit $\text{Ca}[\text{WO}_4]$. Tetragonal paramorph

Spezielle Kennzeichen: Meist in oktaederähnlichen oder spitzen bipyramidalen (seltener tafeligen) Kriställchen. Farblos, grau, gelb, bräunlich, grünlich, rötlich. Strich farblos. Glas- bis Diamantglanz. Bruch meist muschelig. Spröde. Härte $4\frac{1}{2}$ —5. Spezifisches Gewicht um 6.

Spezielle physikalische Eigenschaften: Das optische Verhalten ist durch folgende Zahlen gekennzeichnet:

	C	D	E
ω	1,9124	1,9200	1,9298
ε	1,9281	1,9365	1,9368
$\varepsilon - \omega$	0,0157	0,0165	0,0170.

Öfters optisch anomal schwach zweiachsig. In bezug auf die thermische und die elektrische Leitfähigkeit ist Scheelit +. Das Verhältnis a/c der Halbachsen des Isothermenellipsoides = 0,95. Spezifische Wärme zwischen 20° und 50° = 0,097.

Spezielle morphologische Verhältnisse: $a : c = 1 : 1,5268$ (Zambonini). Die Entwicklung (Fig. 57) ist sehr häufig eine deutlich paramorphe (tetragonale Bipyramiden und Prismen dritter Stellung), doch sind auch unregelmäßige Flächenverteilungen konstatiert worden. Natürliche und künstliche Ätzfiguren weisen auf die Paramorphie hin. Einfache Kristalle $\langle 101 \rangle$ oder $\langle 111 \rangle$ erscheinen naturgemäß äußerlich holoeidrisch. Hauptformen sind $\langle 101 \rangle$ und $\langle 111 \rangle$, sie bedingen meistens

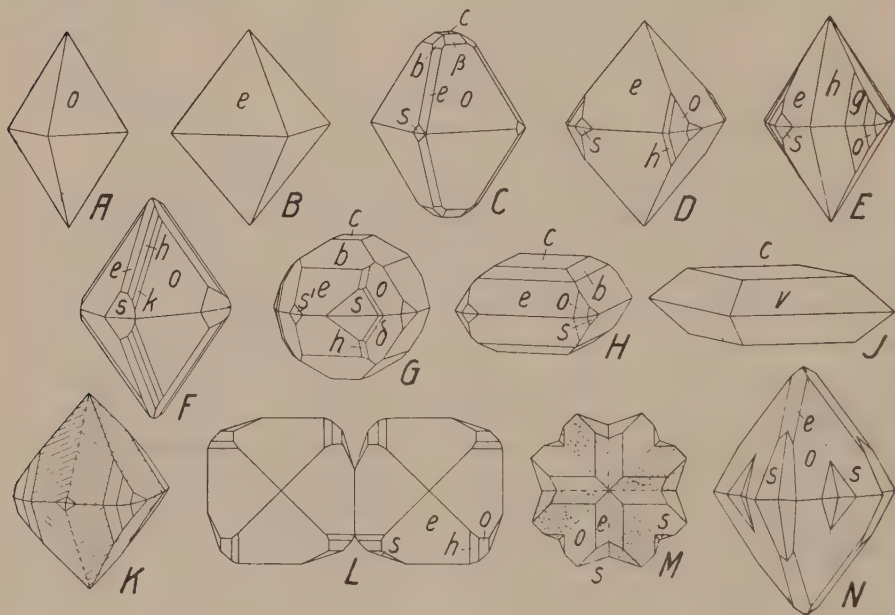


Fig. 57. Scheelit. $c\langle 001 \rangle$, $\beta\langle 113 \rangle$, $v\langle 112 \rangle$, $o\langle 111 \rangle$, $b\langle 102 \rangle$, $e\langle 101 \rangle$, $h\langle 313 \rangle$, $g\langle 212 \rangle$, $k\langle 232 \rangle$, $\delta\langle 121 \rangle$, $s\langle 131 \rangle$. Für viele Scheelitvorkommen ist die oktaederähnliche Bipyramide $\langle 101 \rangle$ typisch, sei es allein (B) oder in Kombination mit anderen Formen. Die Grundpyramide $\langle 111 \rangle$ ist viel steiler (A) und erscheint habitusbestimmend an Kristallen von Predazzo (C) und Traversella (F). Eine Idealgestalt von paramorpher Symmetrie ist in D (vergl. K) abgebildet. Die $[10\bar{1}]$ -Zonen sind außerdem an E (Cumberland), F, G (Tirol), H (Trumbull Ct.) z. T. sehr gut entwickelt, stets unter Wahrung des paramorphen Symmetriecharakters. An G (mit s in Rechts- und Linksstellung), H, J (Zinnwald) wird neben stumpfen Bipyramiden erster und zweiter Stellung auch die Basis wichtig. Zwillinge sind sehr häufig. K (Zinnwald, vergl. D) stellt einen Kontaktzwilling dar, dessen Bauschema durch das Kopfbild L erläutert ist. Vorne und hinten bilden die s-Flächen einspringende Winkel. Die Streifung der e-Flächen entspricht $[12\bar{1}]$ -Zonen. N (ebenfalls Zinnwald) ist ein Durchkreuzungszwilling. Im Gegensatz zu K ist o dominierende Form geworden. Auch hat der ganze Komplex tetragonal-holoedrische Symmetrie. Die Kopffigur M erläutert den Aufbau. Die beiden mit s bezeichneten Flächensegmente gehören derselben Ebene an.

Im ganzen kommen $4 + 4$ einspringende Winkel vor.

den Habitus. Seltener sind die Kristalle durch Vorherrschen von $\langle 001 \rangle$ tafelig. Sehr wichtige Formen sind noch $\langle 131 \rangle$, $\langle 102 \rangle$, $\langle 113 \rangle$; dann folgen etwa $\langle 100 \rangle$, $\langle 110 \rangle$, $\langle 105 \rangle$, $\langle 114 \rangle$, $\langle 112 \rangle$, $\langle 122 \rangle$, $\langle 133 \rangle$. Erwähnt seien ferner: $\langle 338 \rangle$, $\langle 120 \rangle$, $\langle 146 \rangle$, $\langle 118 \rangle$, $\langle 227 \rangle$, $\langle 507 \rangle$, $\langle 135 \rangle$, $\langle 174 \rangle$, $\langle 153 \rangle$, $\langle 1 \cdot 21 \cdot 11 \rangle$, $\langle 1 \cdot 15 \cdot 13 \rangle$ usw. Zwillinge nach $\langle 100 \rangle$ geben sich sehr häufig durch Riefung auf $\langle 101 \rangle$ zu erkennen.

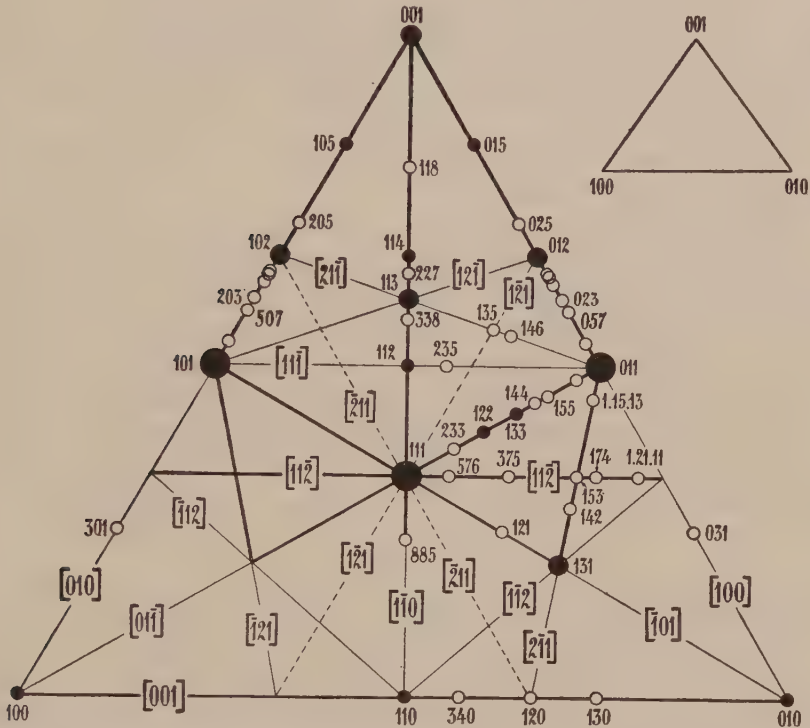


Fig. 58. Die Flächen und wichtigsten Zonen von Scheelit. Die Tritoformen sind nur in einer Stellung eingezeichnet. Die typischen $[211]$ -Zonen — alle sechs streng genommen verschieden — kommen schön zur Geltung, im Gegensatz zu Fig. 59. Die für das tetragonale System charakteristische Metrik ist aus dem kleineren Dreieck rechts oben ersichtlich.

Auch scheinbar einheitliche Ergänzungszwillinge nach dem gleichen Gesetz (siehe Fig. 57 und „Allgemeine Mineralogie“, Seite 217) sind bekannt.

In der Projektionsfigur 58 sind die Formen $\langle hkl \rangle$ und $\langle hk0 \rangle$ nur in einer Stellung angegeben. Die Aufstellung der Einzelkristalle ist naturgemäß der Willkür unterworfen. Deutlich ist aus dieser Figur ersichtlich, daß ein zonal sehr einfach gebauter Typus vom Charakter des Braunites (Stellung Goldschmidt) vorliegt. Er ist in dieser Stellung schon nahe verwandt mit dem kubischen $[110]$ -Typus. Die Deformation ist jedoch eine große, wie aus der Nebenfigur ersichtlich ist. Man darf daher nicht $\langle 101 \rangle$ zu $\langle 111 \rangle$ machen. Die Komplikation würde sich wie bei Braunit (Dana) erhöhen. Scheelit gehört daher zu denjenigen im engeren Sinne tetragonalen Kristall-

arten, deren c-Achse relativ groß ist. Das sind Kristalle, die mit steigender Länge der c-Achse gegenüber der a-Achse zum tafeligen Typus überleiten. In der Spaltbarkeit nach $\langle 001 \rangle$, neben jener nach $\langle 111 \rangle$ und $\langle 101 \rangle$, ist dies bereits angedeutet. Auch ist aus der Figur 58 deutlich ersichtlich, daß die Zonenstücke zwischen $\langle 111 \rangle$, bezw. $\langle 101 \rangle$ zur Basis hin reichlicher mit Wachstumsflächen besetzt sind als die entsprechenden Zonen gegen die Prismen zu. Wir werden später sehen, daß dies ein Charakteristikum typisch tafeliger, wirteliger Kristalle darstellt.

Aus allen diesen Beobachtungen können wir den Schluß ziehen, daß in der gewöhnlichen Aufstellung Scheelit bereits eine spinellähnliche Struktur besitzt, die jedoch in Richtung der c-Achse stark gedehnt ist. Die Richtungen $[100]$ sind außerdem wichtigere Strukturrichtungen als bei den Spinellen. Die oktaederähnliche Form $\langle 101 \rangle$ entspricht nicht dem kubischen Oktaeder, sondern ist ein Teil des deformierten Rhombendodekaeders.

Über die spezielle Habitusentwicklung gibt die Figurenzusammenstellung auf Seite 166 Auskunft.

Begleiter und Entstehung: Einer der konstantesten Begleiter von Scheelit ist Quarz. Oft sind die kleinen Scheelitkriställchen auf Quarz aufgewachsen. Kristalle bis zu 1 kg Gewicht stammen aus dem Berner Oberland. Fluorit, Kassiterit, Apatit, Topas, Wolframit, Molybdänit als Begleitminerale neben Quarz weisen auf pneumatolytische Bildungsweise hin. Kontaktlagerstätten von Scheelit sind besonders aus Nordamerika bekannt geworden. Gold, Calcit und Siderit als Begleiter sind nicht selten. Weniger häufig sind Titanit und Epidot assoziiert. Daß Scheelit aus Wolframit entstehen kann, zeigen Pseudomorphosen.

Wulfenit $\text{Pb}[\text{MoO}_4]$. Tetragonal paramorph oder tetartoedrisch I. Art

Spezielle Kennzeichen: Die tafeligen, pyramidalen oder prismatisch-pyramidalen Kristalle und dichten Aggregate sind gerne orange-gelb, wachsgelb, honiggelb, morgenrot gefärbt. Seltener treten farblose, braune, grüne Farbentöne auf. Fett- bis Diamantglanz. Bruch meist muschelig. Spröde. Die Härte ist geringer als bei Scheelit, nämlich 3 oder noch niedriger. Das spezifische Gewicht (6,3—7,0) variiert etwas mit dem Ca-Gehalt.

An natürlichen Wulfenitkristallen wurde folgende Dispersion der Brechungsindizes bestimmt:

λ	ω	ε	$\omega - \varepsilon$
687	2,3620	2,245	0,1170
656	2,3724	2,266	0,1064
589	2,4053	2,283	0,1223
527	2,4542	2,315	0,1392
518	2,4611	2,337	0,1241.

Spezielle Morphologie: $a : c = 1 : 1,5771$ (*Danber*). Während die Ätzfiguren auf paramorphe Symmetrie hindeuten, sind nach der c-Achse hemimorphe Ausbildungen nicht allzu selten (Tetartoedrie?).

Da anderseits die Formen $\langle hkl \rangle$, wie schon ein Blick auf die Dreiecksprojektion (Fig. 59) zeigt, seltener sind als bei Scheelit, sind scheinbar holloedrische Kombinationen häufig anzutreffen. Gegenüber Scheelit ist in der Gesamtmorphologie (Fig. 60) deutlich ein gradueller Unterschied bemerkbar. Tafelige Ausbildungen nach (001) treten mehr hervor. Daneben sind bipyramidale oder pyramidale und prismatisch-bipyramidale

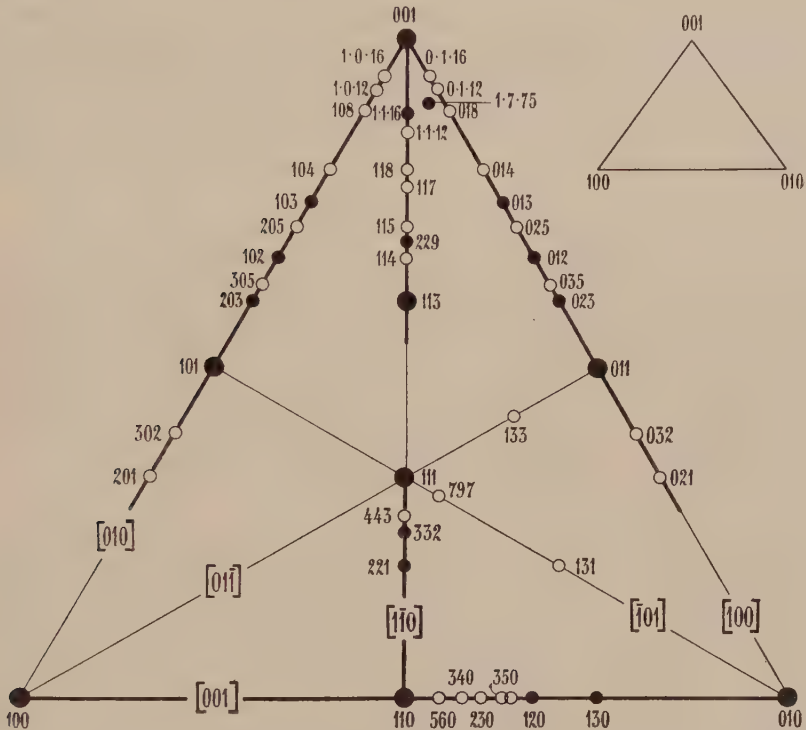


Fig. 59. Schematische Dreiecksprojektion der Flächen und wichtigsten Zonen von Wulfenit. Die $\langle hk0 \rangle$ - und $\langle hkl \rangle$ -Formen sind nur in einer Stellung eingezeichnet. Wegen des Zurücktretens der letztern fehlt das für den $[110]$ -Typus wichtige Ditrigon der $[211]$ -Zonen. Das kleine Dreieck rechts oben gibt die nicht verzerrten Größenverhältnisse der gnomonischen Projektion.

Entwicklungen bemerkbar (siehe Figurenzusammenstellung S. 170). Die Zonen $[100]$ und $[001]$ sind neben $[110]$ weitaus die wichtigsten. Die Abweichung vom Spinelltypus, durch stärkeres Hervortreten der Achsenzonen, hat sich vergrößert. Die Kanten des Elementarparallelepipedes werden wichtige Strukturlinien sein. Neben oder an Stelle der Basis sind sehr häufig außerordentlich flache Pyramiden der zweiten oder dritten Stellung zu konstatieren. Die Symbole dieser Vizinalflächen berechnen sich öfters zu ungefähr $\langle 1 \cdot 0 \cdot 16 \rangle$, $\langle 1 \cdot 7 \cdot 75 \rangle$, $\langle 1 \cdot 7 \cdot 81 \rangle$ usw. $\langle 117 \rangle$ und $\langle 118 \rangle$ weisen oft Streifungen nach einer Kante auf, die

schief zur $[110]$ -Richtung steht und die paramorphe Symmetrie hervor-treten läßt. Ergänzungszwillinge sind wie bei Scheelit gefunden worden. Die Spaltbarkeit nach $\langle 111 \rangle$ ist im allgemeinen deutlicher als nach $\langle 001 \rangle$; keine von beiden ist sehr gut.

Paragenesis und Entstehung: Wulfenit ist öfters mit Bleierzen assoziiert, die sich metasomatisch in Kalksteinen oder Dolomiten vorfinden. Quarz, Limonit, Manganerze, auch etwa Fluorit sind Begleit-mineralien. Pseudomorphosen nach Galenit zeigen, daß ein Teil des Wulfenites sekundären Ursprungs ist. Besonders charakteristisch sind auf Erzgängen Vanadinit und Pyromorphit als Begleiter des Wulfenites.

Powellit tritt vorwiegend als $\langle 101 \rangle$, Stolzit in spitzpyramidalen Kombinationen auf.

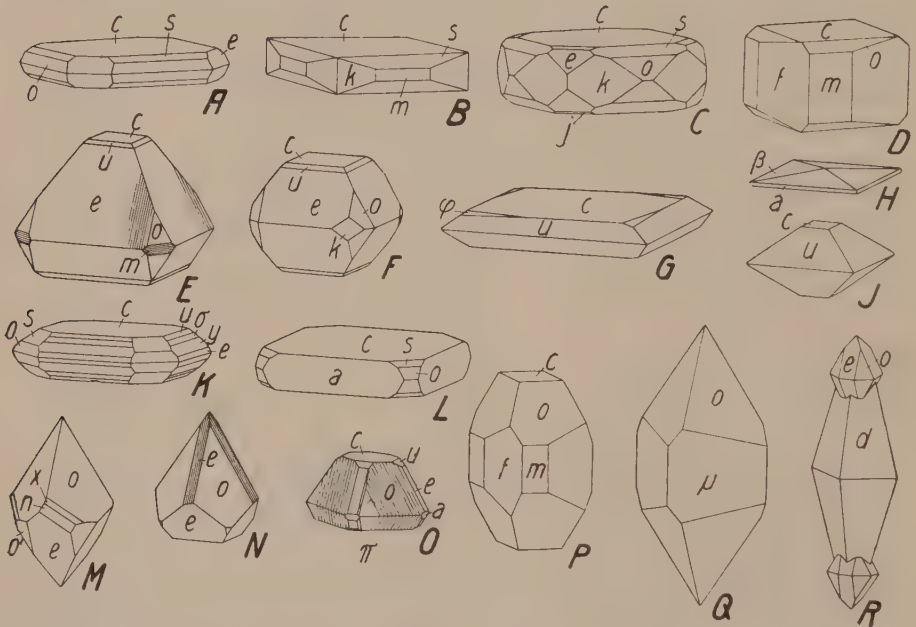


Fig. 60. Wulfenit. $a\langle 100 \rangle$, $k\langle 210 \rangle$, $\mu\langle 430 \rangle$, $m\langle 110 \rangle$, $f\langle 230 \rangle$, $c\langle 001 \rangle$, $s\langle 113 \rangle$, $o\langle 111 \rangle$, $d\langle 221 \rangle$, $\beta\langle 1 \cdot 0 \cdot 12 \rangle$, $j\langle 108 \rangle$, $u\langle 102 \rangle$, $\sigma\langle 305 \rangle$, $y\langle 203 \rangle$, $e\langle 101 \rangle$, $\pi\langle 313 \rangle$, $n\langle 311 \rangle$, $x\langle 432 \rangle$, $\varphi\langle 7 \cdot 1 \cdot 75 \rangle$. A und L (Sarrabus), B, C und K (Rudnik), H (Phenixville), J (Arizona) und R sind scheinbar von vollständig holoedrischem Charakter. Sie sind sämtlich mehr oder weniger dünn tafelig, bezw. flachpyramidal und bringen naturgemäß vor allem die Zonen $[100]$ (z. T. sehr reich besetzt) und $[110]$ zum Ausdruck. An C tritt auch $[001]$ hervor. Wegen des Auftretens von Trittoformen (zumeist Prismen) sind von paramorpher Entwicklung: D (Utah), F und P (Phenixville, k gehört nicht zur Zone $[011]$!), G (Arizona), Q (Pibram). Die Tetartoedrie I. Art, die vermutliche Symmetrie des Wulfenits, wird an folgenden Bildern ersichtlich: E (Gennamari), N und O (New-Mexiko), M. Die nach einer Seite auslaufende Streifung auf den e-Flächen von E und N und auf den o-Flächen von O, hervorgerufen durch verdecktes Auftreten vizinaler Pyramidenflächen III. Stellung aus der Zone $[10\bar{1}]$, ist beachtenswert, ebenso die Zone $[121]$ mit den Flächen o, x, n, e in Fig. M. R ist durch Änderung der Lösungsverhältnisse (Konzentration, Temperatur) bedingt.

3. Rhombendodekaedrischer Typus. [III]-Typus

Bereits Seite 40 wurde erwähnt, daß sich bei diesem Typus zwei Fälle unterscheiden lassen. Währenddem unter der Voraussetzung kubischer Symmetrie [100]- und [110]-Richtungen nie polaren Charakter aufweisen können, ist dies für [111]-Richtungen möglich. Wir können so einen polaren von einem axialen Typus unterscheiden. Der erste ist in einfachster Weise verwirklicht, wenn jeder wichtige Massenteilchen-schwerpunkt tetraedrisch von den andern umgeben ist. Dann wird, sofern es sich nicht um einerlei Teilchen handelt, das Tetraeder auch häufig auftretende Wachstumsform sein. Wir wollen daher diesen Subtypus tetraedrisch nennen.

a) Tetraedrischer Subtypus

Die Behandlung dieses Typus im direkten Anschluß an den oktaedrischen oder [110]-Typus rechtfertigt sich aus folgenden Gründen. Wenn zwei Arten von Massenschwerpunkten A und B gegenseitig Tetraederanordnung aufweisen sollen, so sind die respektiven Punktlagen gegeben durch:

$$\begin{aligned} A &= [000] \left[\frac{1}{2}\frac{1}{2}0\right] \left[\frac{1}{2}0\frac{1}{2}\right] \left[0\frac{1}{2}\frac{1}{2}\right] \\ B &= \left[\frac{1}{4}\frac{1}{4}\frac{1}{4}\right] \left[\frac{3}{4}\frac{3}{4}\frac{1}{4}\right] \left[\frac{3}{4}\frac{1}{4}\frac{3}{4}\right] \left[\frac{1}{4}\frac{3}{4}\frac{3}{4}\right]. \end{aligned}$$

Betrachten wir jetzt eine [111]-Richtung, so sehen wir, daß die Teilchen in Abständen $\frac{1}{4}a\sqrt{3} \dots \frac{3}{4}a\sqrt{3} \dots \frac{1}{4}a\sqrt{3} \dots$ usw. aufeinanderfolgen. Neben einem kleinsten Teilchenabstand ist in dieser Richtung also auch ein relativ großer vorhanden. Letzterer ist unter anderem größer als der Teilchenabstand $\frac{1}{2}a\sqrt{2}$ in Richtung der nicht polaren [110]-Richtungen und auch größer als der Abstand a der Teilchen in den [100]-Richtungen. Allgemein lassen sich in einem derartigen (z. B. bei Zinkblende sich vorfindenden) Strukturtypus drei Arten von Gittergeraden unterscheiden:

1. Zonen mit lauter ungeraden Indizes verbinden A- und B-Teilchen, derart, daß zwischen zwei A-Teilchen (in normalen Abständen des einfachen Würfelgitters) in $\frac{1}{4}$ oder dann in $\frac{3}{4}$ des Abstandes ein B-Teilchen liegt. Zu solchen Zonen gehört eben [111].

2. Zonen mit gerader Indexsumme. A- und B-Teilchen liegen auf getrennten Geraden. Die Teilchenabstände sind halb so groß wie in einem einfachen Würfelgitter.

3. Zonen mit ungerader Indexsumme, aber nicht lauter ungeraden Indizes. A- und B-Teilchen liegen wiederum auf verschiedenen Geraden. Die Teilchenabstände entsprechen denen des einfachen Würfelgitters.

Die stärkst besetzten Gittergeraden ergeben sich auf Grund dieser Gesetzmäßigkeit aus folgendem Schema:

	Zonenart 1	Zonenart 2	Zonenart 3
		—	—
		[110]	—
	[111] }	—	—
		—	[100]
		—	—
		[211]	—
		—	—
		[310]	—
	[311] ← }	[321]	—
		[411]	—
	[331] ← }	—	[210]
		—	—

Die Klammern neben den Symbolen 1. Art erstrecken sich von der Stelle, wohin die Gerade auf Grund des kleineren Abstandes gehört, bis zur Stelle, wohin sie auf Grund des größeren (dreifach so großen) Abstandes gehört.

Daraus ist ersichtlich, daß die Zonen [110], [111], [100], [211], [311], [310] den wichtigsten Strukturlinien entsprechen, daß aber insbesondere zwischen den ersten beiden keine Rangordnung aufgestellt werden kann. Kristallarten mit der genannten, oder einer ähnlichen Struktur werden daher durch gleichzeitiges Hervortreten dieser beiden Zonen charakterisiert sein. Am günstigsten hinsichtlich der Zonen [111] liegen Flächen der Form $\langle 110 \rangle$, am günstigsten Zonen [110] gegenüber gelegen ist $\langle 111 \rangle$. Der derartig definierte Idealtypus steht somit mitten zwischen dem [110]- oder Oktaedertypus und dem eigentlichen [111]- oder Rhombendodekaedertypus. Dazu kommt allerdings, daß bei Verschiedenheit von A und B die Form $\langle 111 \rangle$ in zwei ungleichwertige Formen $\langle 111 \rangle$ und $\langle 11\bar{1} \rangle$ zerfällt, statt des Oktaeders treten Tetraeder auf, die Symmetrie wird maximal zu derjenigen der kubischen Hemimorphie. Dann sind Tetraeder und Rhombendodekaeder als wichtigste Wachstumsformen zu erwarten. Die Dreiecksprojektion muß in zwei verschiedenen Dreiecken (mit (111) einerseits und $(11\bar{1})$ andererseits als Mittelpunkten) dargestellt werden. Die Projektionen werden sich jedoch nur durch die Zonen- und Flächenreichhaltigkeit voneinander unterscheiden. Zur Charakterisierung genügt es daher, eine Projektion des Idealtypus zu zeichnen. In Figur 61 sind die wichtigsten Zonen [110], [111], [100], [211] und [311] vermerkt und die Hauptschnittpunkte als Projektionspunkte der zugehörigen Flächen bezeichnet.

In der Tat gibt es nun kubische oder pseudokubische Kristallarten, bei denen Tetraeder (ev. Oktaeder) und Rhombendodekaeder wich-

tige Kristallformen sind und bei denen die zonale Entwicklung ungefähr derjenigen des abgeleiteten Idealtypus entspricht. Die chemisch einfacheren unter diesen Kristallarten zeigen, soweit Untersuchungen vorliegen, tatsächlich Strukturen, die mit derjenigen des Idealtypus weitgehend übereinstimmen. Es darf daher vermutet werden, daß auch bei den komplizierteren, jedoch morphologisch verwandten Mineralien die an erster Stelle genannten Zonen wichtigen Strukturlinien parallel gehen.

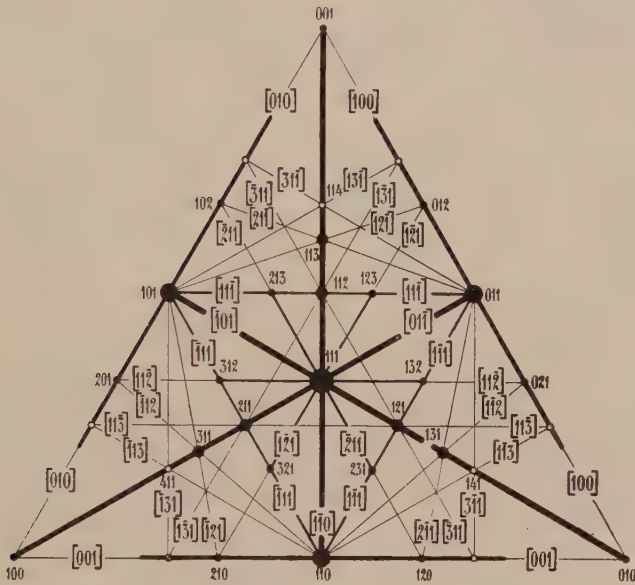


Fig. 61. Dreiecksprojektion der wichtigsten Zonen und Flächen im polaren [111]-, bzw. tetraedrischen Typus.

Im übrigen wird natürlich das Strukturbild wesentlich vom einfachsten Falle abweichen und Komplikationen aufweisen, die zurzeit aus den morphologischen Verhältnissen noch nicht vorausgesagt werden können.

Unter den Elementen gibt es, wie bereits in der „Allgemeinen Mineralogie“, Seite 617 dargetan wurde, eine Reihe von Kristallarten, deren gleichwertige Atomlagen durch die Punktsymbole unter A und B der Seite 171 gegeben sind. Da $A = B$ ist, bleibt dann die Punktanordnung als Ganzes holoeidrisch, doch kann sich die tetraedrische Symmetrie der Einzelpunktverteilung in gewissen morphologischen Entwicklungen geltend machen. Das wichtigste hierhergehörige Mineral ist Diamant (C).

Diamant C. Kubisch

Spezielle Kennzeichen und physikalische Konstanten: An sich farblos, wasserhell, hochglänzend, doch auch weiß, grau, gelblich, grünlich, rötlich, bläulich oder selten schwarz. Härtestes Mineral ($H = 10$). Die Würfelflächen besitzen deutlich höhere Schleifhärte als die Oktaederflächen.

Spezifisches Gewicht 3,52. Hohe Lichtbrechung und starke Dispersion. Optisch isotrop (kubisch), hie und da anomal doppelbrechend.

Brechungsexponenten bei gewöhnlicher Temperatur (14°C.)

λ (in $\mu\mu$) = 226,5	313	361	441	480	589	643
$n = 2,7151$	2,5254	2,4853	2,4478	2,4370	2,4172	2,4109.

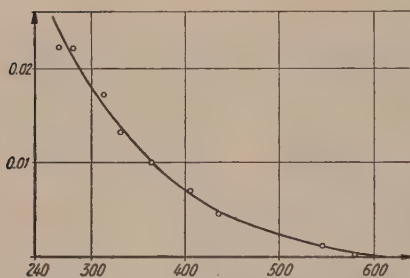


Fig. 62. Lichtelektrische Leitfähigkeit eines spektroskopisch klaren Diamantkristalls.

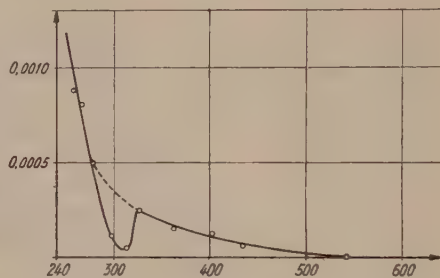


Fig. 63. Lichtelektrische Leitfähigkeit eines spektroskopisch nicht klaren Diamantkristalls.

Ordinate: Durchfließende Elektrizitätsmenge in Coulomb pro cal auffallender Strahlung.
Abszisse: λ in $\mu\mu$.

Für verschiedene Diamanten variiert n_D von 2,4172 bis 2,4175.

Die Untersuchung des Diamanten auf lichtelektrische Leitfähigkeit hat folgendes ergeben (*Gudden und Pohl*):

1. Ein spektroskopisch klarer Diamantkristall zeigt in hohen elektrischen Feldern eine bei ca. $600\mu\mu$ einsetzende, galvanisch meßbare Leitfähigkeit im Licht, die, bezogen auf die auffallende Lichtmenge (in cal.), mit abnehmender Wellenlänge ansteigt (Fig. 62) entsprechend der Art des normalen Photoeffektes.

2. Spektroskopisch unterhalb $300\mu\mu$ nachweisbare, wahrscheinlich kolloidale Beimengungen machen sich durch eine Einsackung im normalen Verlauf der Kurve bemerkbar (Fig. 63).

3. Die durch lichtelektrische Ströme hervorgerufenen Umwandlungen des Diamanten beruhen auf Elektronenumlagerungen, die sich durch Bestrahlung mit langwelligem Licht wieder rückgängig machen lassen.

Die spezifische Wärme ist anormal klein:

t in $^{\circ}\text{C}$	-243°	-185°	$-50,5^{\circ}$	$+10,7^{\circ}$	$+206^{\circ}$	$+606,7^{\circ}$	$+985^{\circ}$
spez. Wärme	0,000	0,0025	0,0635	0,1128	0,2730	0,4408	0,4589

Magnetische Suszeptibilität $\cdot 10^6$ (pro Masseneinheit) = $-0,4$ bis $-0,5$.
Der spezifische elektrische Widerstand in $\Omega \cdot \text{cm}$ beträgt bei 15° $3 \cdot 10^{13}$ bis $5 \cdot 10^{14}$, bei 1315° nur noch $1 \cdot 10^6$.

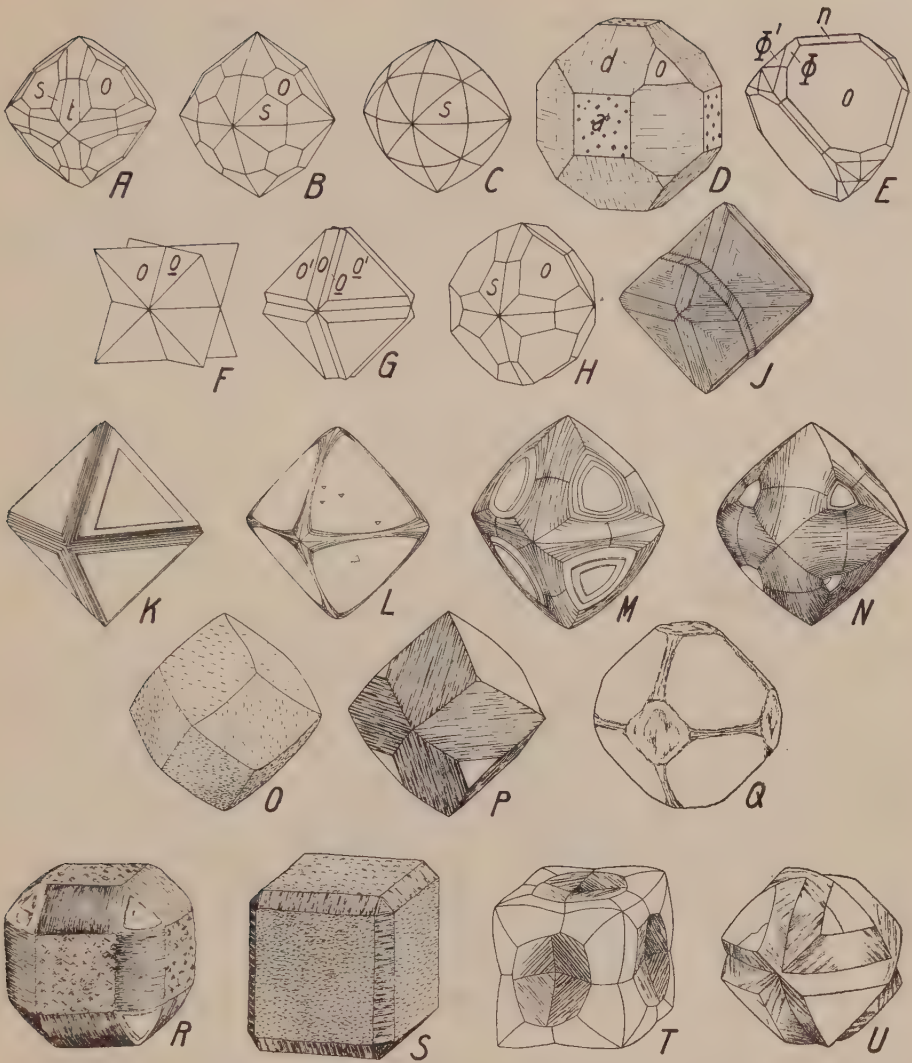


Fig. 64. Diamant (A—J geometrische Idealgestalten, K—U Zeichnungen nach Natur. a $\langle 100 \rangle$, d $\langle 110 \rangle$, o $\langle 111 \rangle$, t $\langle 430 \rangle$, n $\langle 211 \rangle$, s $\langle 321 \rangle$, Φ $\langle 651 \rangle$. Diamant findet sich in oktaedrischer (K, L; Südafrika), in rhombendodekaedrischer (O, Bahia; P, Kimberley) und auch in würfelförmiger Gestalt (R, S; Brasilien). Meist sind die Flächen durch vizinale Hexakisoktaeder stark gerundet. M (Südafrika) und N (S.-W.-Afrika) stellen in dieser Hinsicht interessante Bindeglieder zwischen K und O dar. Durch Q (Bahia) und D (S.-W.-Afrika, Ätzfiguren) ist auch die Brücke von K zu R geschlagen. Die mehr oder weniger selbständige Bedeutung der Hexakisoktaeder läßt sich an den Figuren A, B, C erkennen. Hemimorph gebildet ist E (Cap.). Als Zwilling zweier Tetraeder kann F gedeutet werden. Konsequent ist dann G als Zwilling zweier identischer Kombinationen $\langle 111 \rangle \cdot \langle \bar{1}\bar{1}\bar{1} \rangle$ aufzufassen, und zwar so, daß die großen Flächen Tetraederflächen des nämlichen Vorzeichens sind. Die Hemimorphie ist also höchstens an den die Kantenvertiefung bildenden $\langle 111 \rangle$ -Flächen der andern Stellung erkennbar. Möglich ist aber auch, daß diese Rillen bloße Korrosionserscheinungen sind. Ähnlich sind die von s-Flächen gebildeten einspringenden Kanten der Figur H zu deuten (auf der Fläche links in der Mitte fehlt diese Kante!). An F schließt sich U (Brasilien) an. Noch komplizierter ist T (Brasilien). Eine Zwillingslamelle nach $\langle \bar{1}\bar{1}\bar{1} \rangle$ wird an J sichtbar.

Der lineare Ausdehnungskoeffizient $\alpha \cdot 10^6$ wurde gemessen zu

$t = 50^\circ$	40°	30°	20°	10°	0°	$-38,8^\circ$
$\alpha \cdot 10^6 = 1286$	1142	997	852	707	562	0

Bei -39° besitzt Diamant ein Dichtemaximum. Bei 40° ist der kubische Ausdehnungskoeffizient $= 0,0000035$.

Die Kompressibilität $\cdot 10^6$ beträgt sowohl bei 0 Megabar wie bei 10000 Megabar 0,18. Die Verbrennungswärme wird zu 94430 cal. angegeben.

Diamant ist spröde. Er zeigt gute Spaltbarkeit nach dem Oktaeder und hat muscheligen Bruch.

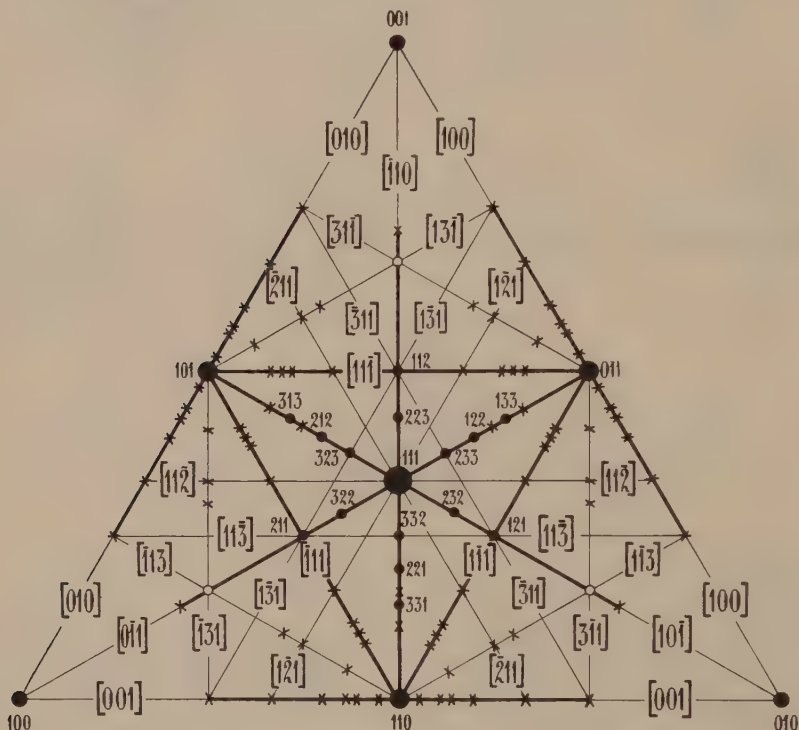


Fig. 65. Dreiecksprojektion von Diamant. Einzig die angeschriebenen Flächen können als typische Wachstumsflächen gelten. Durch Kreuze sind Korrosionsflächen eingezeichnet.

Die **Struktur** des Diamanten entspricht, wie oben vermerkt, dem Gitterkomplex $\left[0 \mid \frac{1}{4} \frac{1}{4} \frac{1}{4}\right]'''$ (siehe Seite 135), bei kubischem Elementarparallelepiped mit der Kantenlänge $a = 3,55$ A. E. Jedes C-Atom ist im Abstand von 1,54 A. E. tetraedrisch von vier C-Atomen umgeben. Die kürzesten Entfernungen entsprechen den Richtungen $[111]$. In den Richtungen $[110]$ betragen die Entfernungen der C-Schwerpunkte 2,5 A. E. Die Symmetrie der Schwerpunktsanordnung ist kubisch holoeдрisch, das Einzelatomfeld besitzt kubisch hemimorphe Symmetrie. Die Wiederholung parallel gleich umgebener Atome erfolgt in allseitig flächenzentrierten Würfelgittern.

Spezielle Morphologie: In mehrfacher Hinsicht ist Diamant eines der interessantesten Mineralien. Die äußere Symmetrie entspricht im großen der kubischen Holoedrie, doch sind Anklänge an kubische Hemimorphie vorhanden (Fig. 64, E, F). Es hängt dies zweifellos mit dem Charakter der soeben beschriebenen Struktur zusammen.

Meist tritt das Mineral in gerundeten Formen mit gerieften oder drusigen Flächen auf (Fig. 64, O, R, S). Vermutlich handelt es sich um Korrosionen nach Abschluß des Wachstums. Von den in der Projektion (Fig. 65) eingetragenen Formen können nur $\langle 111 \rangle$, $\langle 221 \rangle$, $\langle 110 \rangle$, $\langle 100 \rangle$, $\langle 211 \rangle$, $\langle 331 \rangle$, $\langle 322 \rangle$ und $\langle 332 \rangle$ als reine Wachstumsflächen gesichert gelten. Sie gehören alle Zonen $[110]$ an. Die Hexakisoktaeder der Zonen $[111]$, $[311]$ und $[211]$ sind meist gerundet und gerieft (Fig. 65, C, M, N), ebenso die Tetrakishexaeder, die vorwiegend $\langle 110 \rangle$ benachbart sind. Im übrigen ist gut ersichtlich, daß alle beobachteten Flächen denjenigen Zonen angehören, die nach den Erörterungen von Seite 172 wichtigsten Strukturlinien parallel gehen. Die Projektionsfigur 65 steht der Idealfigur 61 äußerst nahe.

Gekerbte oktaedrische Kanten (Fig. 64, G) sind Korrosionsfiguren. Durchdringungszwillinge nach dem Spinellgesetz und zyklische Viellinge sind nicht selten. Radialstrahlige, kugelige Aggregate werden Bort genannt. Der schwarze Carbonado ist unrein.

Chemisches Verhalten und Entstehung: Diamant ist bis zu hohen Drucken sicherlich gegenüber Graphit instabil (siehe „Allgemeine Mineralogie“, Seite 527). Er wandelt sich beim Erhitzen unter Luftabschluß in Graphit um. In der Natur findet er sich meist auf sekundären Lagerstätten, in Seifen oder bereits verfestigten klastischen Gesteinen. Sichere primäre Lagerstätten sind magmatischer Natur (liquidmagmatische Bildung unter hohem Druck in basischen Magmen).

Dem unseren Ableitungen (Seite 172) zugrunde gelegten Strukturtypus entspricht nach röntgenometrischen Befunden die Atomanordnung in dem Mineral Zinkblende ($A = \text{Zn}$, $B = \text{S}$). Die Ungleichwertigkeit von A und B hat nunmehr kubisch hemimorphe Gesamtsymmetrie zur Folge. Der Komplex der Flächen $\langle 111 \rangle$ zerfällt in zwei ungleichwertige Tetraeder. Sofort macht sich dies darin bemerkbar, daß nicht mehr wie bei Diamant $\langle 111 \rangle$, sondern $\langle 110 \rangle$ Spaltform ist. Gleichzeitig treten die Zonen $[211]$ gegenüber denen von $[311]$ in den Vordergrund. Im übrigen zeigen die nachstehenden Erörterungen und die zugehörigen Figuren, wie weitgehend die morphologischen Verhältnisse sich mit den Strukturbeziehungen parallelisieren lassen. Auch dieses Mineral kann als Musterbeispiel des idealen tetraedrischen Subtypus gelten.

Zinkblende (Sphalerit). Kubisch hemimorph

Chemisch vorwiegend ZnS , jedoch meist mit erheblichem Fe-Gehalt, auch Cd ist oft vorhanden und (in der Regel aber nur ganz untergeordnet) Mn, Cu, Pb, Sn, Ag.

Spezielle qualitative Kennzeichen: Fett- bis Diamantglanz. Oft halbmatt. Durchsichtig bis durchscheinend. Farbe sehr variabel: gelb, rötlich, braun, schwarz, selbst grünlich. An sich ist ZnS farblos. In Anschliffen zeigt Zinkblende unter den häufigeren Erzen das geringste Reflexionsvermögen. Strich helledergelb bis braun. Härte 3—4. Der Bruch ist meistens spätig, nur bei ganz dichten Massen (Schalenblende) erscheint er etwas muschelrig. Spezifisches Gewicht 3,9—4,1 (Reine, weiße Blende 4,063).

Besondere physikalische Eigenschaften: Brechungsindex: Für reines ZnS gilt: $n_{\text{Li}} = 2,34$, $n_{\text{Na}} = 2,37$. Dispersion ziemlich stark. Die Abhängigkeit des Brechungsindex von der Temperatur wird ersichtlich aus (Na-Licht) $n_{20} = 2,371$, $n_{200} = 2,400$ für braune Blende aus Siebenbürgen. Die Abhängigkeit des Brechungsindex und des spez. Gewichtes vom FeS-Gehalt geht aus folgender Tabelle hervor:

FeS-Gehalt (‰)	n_{Li}	n_{Na}	Spez. Gewicht
0	2,340	—	—
0,2	2,340	2,3688	4,090
8,6	2,36	2,40	4,030
17,0	2,38	2,43	3,98
28,2	2,395	2,47	3,935.

An der hellgefärbten, grüngelben bis gelben Zinkblende von Santander wurde die Lichtbrechung und Lichtdurchlässigkeit in Abhängigkeit von Temperatur und Wellenlänge genauer untersucht. In folgenden zwei Tabellen sind einige Werte zusammengestellt. Darnach wachsen bei zunehmender Temperatur die Brechungsindizes für kurzwelliges Licht bedeutend rascher als für langwelliges. Auch die Durchlässigkeit nimmt mit der Wellenlänge zu, jedoch mit der Temperatur ab. Das Minimum der Durchlässigkeit im Rot und der Abfall im äußersten Rot dürften durch beigemengte Substanzen bedingt sein.

λ in $\mu\mu$	Lichtdurchlässigkeit bei			
	20 °	400 °	600 °	700 °
460	0,322	0,044	0,015	0,004
480	0,386	0,120	0,029	0,010
500	0,432	0,224	0,045	—
510	0,432	0,238	0,055	0,014
540	0,449	0,342	0,133	0,016
582	0,523	0,457	0,189	0,021
620	0,653	0,478	0,204	0,016 ($\lambda = 625$)
645	0,560	0,464	0,198	0,016
655	0,616	0,409	0,193	0,015
690	0,639	0,437	0,223	—
700	0,625	0,428	0,180	—
Plattendicke = 2,8 mm			Plattendicke = 1,63 mm	

Temperatur in C°	n für			
	$\lambda = 436 \mu\mu$	$\lambda = 546 \mu\mu$	$\lambda = 578 \mu\mu$	$\lambda = 619 \mu\mu$
— 138	—	2,3792	—	—
— 79	2,4804	—	—	—
— 78	—	2,3828	2,3673	—
— 75	—	—	—	2,3508
0	2,4882	2,3867	2,3709	2,3549
20	2,4917	2,3890	2,3733	—
21	—	—	—	2,3561
203	—	—	—	2,3667
204	2,5093	2,4007	—	—
205	—	—	2,3841	—
362	—	—	2,3979	—
364	2,5299	—	—	—
400	—	2,4177	2,3996	—
401	2,5332	—	—	2,3813
461	2,5441	—	—	—
462	—	—	2,4053	—
463	—	2,4240	—	—
521	—	—	2,4103	—
580	—	—	2,4148	—
581	—	2,4340	—	—
600	2,5616	—	—	—
601	—	2,4364	—	—
602	—	—	2,4177	2,3982
640	—	2,4399	2,4202	—
661	—	2,4420	2,4214	—
664	2,5726	—	—	—
704	—	2,4452	—	—
706	—	—	2,4258	—

Optische Anomalien und Zonarstruktur häufig. Wichtig sind Lumineszenz- und Fluoreszenzerscheinungen bestimmter Fundorte, sowie lichtelektrische Leitfähigkeit. Reflexionsmaximum im Ultraroten bei $\lambda = 31,8 \mu$. Dielektrizitätskonstante = 8,3 für $\lambda = 300 \mu$. Magnetische Suszeptibilität $\times 10^6$, bezogen auf die Masseneinheit, = 0,26 (paramagnetisch). Zinkblende ist ein ausgesprochener Nichtleiter für Elektrizität; dagegen treten polare pyroelektrische und piezoelektrische Erscheinungen nach den Triglyren auf. Wärmestrahlen gegenüber erweist sie sich diatherman. Die spezifische Wärme zwischen 0° und 100° ist 0,115; zwischen 0° und 200° beträgt sie 0,116.

Zinkblende wandelt sich bei 1020° enantiomorph in Wurtzit um. ZnS ist unter einem Druck von 150 Atmosphären bei 1800°—1900° schmelzbar, sublimiert aber bei gewöhnlichem Druck schon bei 1180°.

Die kubisch-hemimorphe Zinkblende ist sehr gut spaltbar nach $\langle 110 \rangle$ (vergl. Fig. 66). Künstliche Translationen nach $T = (111)$ mit $t = ?[112]$ sind unter Druck erhalten worden.

Einlagerungen von Kupferkies- und Zinnkieskriställchen in Zinkblende sind nicht selten (Fig. 67 a, b). Vermutlich handelt es sich um Entmischungserscheinungen im System ZnS-CuS-FeS-SnS .

Die bereits erläuterte **Struktur** der Zinkblende kann auch als Kombination eines flächenzentrierten kubischen Zn-Gitters mit einem um



Fig. 66. Zinkblende von Holzappel, Nassau. Polierter und hernach mit schwefelsaurer Permanganatlösung geätzter Anschliff. Bei diesem Verfahren kommt die rhombendodekaedrische Spaltbarkeit deutlich zum Vorschein, insbesondere nach jenen Flächen, welche zur Anschliffebene fast senkrecht stehen. 110fache Vergr.

$[\frac{1}{4} \frac{1}{4} \frac{1}{4}]$ verschobenen ebensolchen S-Gitter beschrieben werden (siehe „Allg. Min.“ S. 618). Kürzeste Entfernungen gleicher Atomschwerpunkte parallel $[110] = 3,83$ A. E. Kürzeste Entfernung ungleicher Atome parallel $[111] = 2,34$ A. E. Jedes Atom ist tetraedrisch von vier Atomen der anderen Art umgeben. Kantenlänge des Elementarwürfels $= 5,41$ A. E. Die Symmetrie der Schwerpunktslagen ist kubisch hemimorph.

Morphologische Erscheinungen: Meist auch im Habitus (Fig. 68) ist Zinkblende deutlich kubisch hemimorph, trotz Vorwalten des Rhombendodekaeders. Zwillinge nach dem Spinellgesetz sind vorhanden, wobei am häufigsten $[111]$ als Zwillingsachse und eine Fläche von $\langle 112 \rangle$ als Zwillingsene fungieren (siehe Seite 182). Polysynthetische mikro-

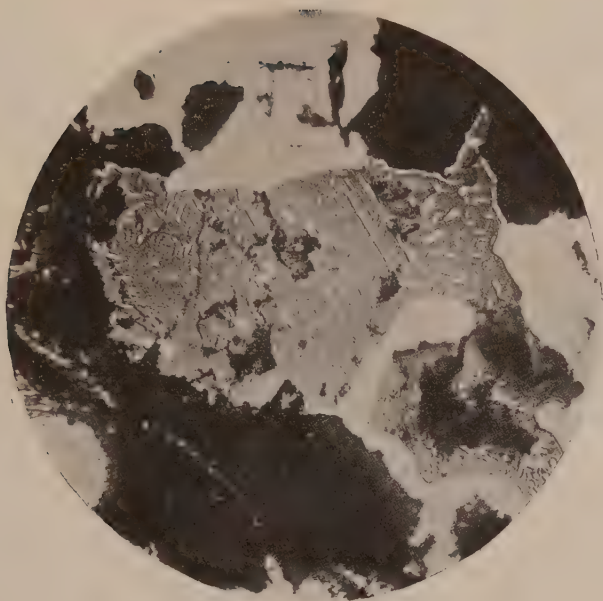


Fig. 67a. Polierter Erzanschliff in 340facher Vergrößerung. Zinkblende (grau) und Chalkopyrit (weiß). Im Zinkblendekorn liegen, regelmäßig angeordnet, feine Lamellen von Chalkopyrit, die als Entmischungserscheinungen zu deuten sind. Die schwarzen Flächenteile stellen Quarz dar, der bei großer Durchsichtigkeit nur ein geringes Reflexionsvermögen hat.

skopische Zwillingslamellierung ist oft charakteristisch (Fig. 69). Die Composite treten nach dem gleichen Gesetz wendezwillingsartig zu Drillingen und Viellingen zusammen. Die Hauptwachstumsformen der Zinkblende sind $\langle 110 \rangle$, $\langle 111 \rangle$, $\langle 11\bar{1} \rangle$, $\langle 100 \rangle$, $\langle 311 \rangle$, $\langle 3\bar{1}1 \rangle$, $\langle 211 \rangle$, $\langle 2\bar{1}1 \rangle$. Auch $\langle 33\bar{1} \rangle$, $\langle 22\bar{1} \rangle$ und $\langle 210 \rangle$ sind nicht selten. Das positive und das negative Tetraeder sind sehr häufig an ein und demselben Fundort verschieden ausgebildet, die Flächen des einen sind groß und glänzend, die des anderen klein und matt (Fig. 68K). Indessen ergeben sich daraus



Fig. 67b. Polierter Anschliff von Zinkblende (Erzgebirge). In dieser sind durch Entmischung entstandene Tröpfchen und Stäbchen von Zinnkies (weiß) eingelagert. 250fache Vergr.

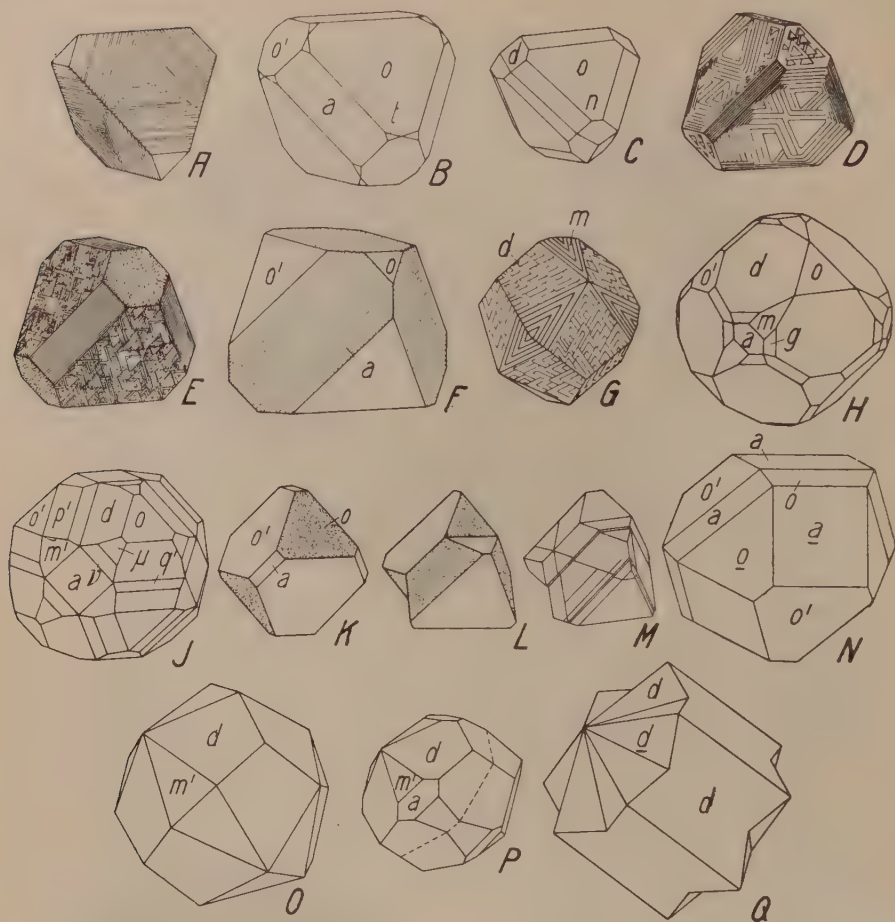


Fig. 68. Habitusbilder von Zinkblende. a $\langle 100 \rangle$, d $\langle 110 \rangle$, o $\langle 111 \rangle$, o' $\langle 1\bar{1}\bar{1} \rangle$, g $\langle 320 \rangle$, n $\langle 211 \rangle$, n' $\langle 2\bar{1}\bar{1} \rangle$, m $\langle 311 \rangle$, m' $\langle 3\bar{1}\bar{1} \rangle$, μ $\langle 411 \rangle$, v $\langle 12 \cdot 1 \cdot 1 \rangle$, p' $\langle 221 \rangle$, q' $\langle 331 \rangle$, t $\langle 431 \rangle$. A (Serravezza, die $\langle 111 \rangle$ -Flächen alternieren mit Deltoiddodekaederflächen und sind darum treppenförmig), B (Binnental), C (Derbyshire), D (Cornwall), E (Nordmarken), F (Schlaggenwald) haben tetraedrischen Habitus, z. T. mit charakteristischen Zeichnungen der $\langle 111 \rangle$ - und $\langle 100 \rangle$ -Flächen. Die Wichtigkeit von $\langle 110 \rangle$ zeigen G (Cornwall, mit kegelartig gerundeten m -Flächen), H (Kapnik) und die Zwillinge O (Cumberland), P (Northumberland, Kapnik, Harz), Q (Harz). Kugelig infolge vieler fast gleichstark entwickelter Flächen sind H (mit einem Tetrakisheptaeder) und besonders J (Oberlahnstein, mit zwei Deltoiddodekaedern). Spinellartig ist der Zwilling L (Ivigtut). Die beiden Individuen sind aber nach $\langle 111 \rangle$ nicht spiegelbildlich, sondern bloß um $[111]$ gegenseitig um 180° gedreht. Die Punktierung der $\langle 111 \rangle$ -Flächen und der Vergleich mit K (Ivigtut) machen dies deutlich. Polysynthetisch nach diesem selben Gesetz ist M (Rodna) mit zwei feinsten Zwillinglamellen anderer Orientierung. Verschiedenen Glanz auf $\langle 111 \rangle$ und $\langle 11\bar{1} \rangle$ zeigt gerne die Binnentalerzinkblende (N; a und o im Gleichgewicht, Zwillingbildung wie bei L). O ist ausgezeichnet durch das für diese Zwillingungsverwachsung charakteristische Zusammentreffen der $\langle 311 \rangle$ -Dreiecke. Nach $\langle 111 \rangle$ gespiegelt sind die beiden Individuen von P. Einen Penetrationszwilling zweier Rhombendodekaeder gibt Q wieder. $[111]$ ist gemeinsame Trigyre (scheinbare Hexagyre), der je drei Flächen von $\langle 110 \rangle$ und $\langle 211 \rangle$ als wirkliche oder scheinbare Spiegelebenen parallel gehen.

höchstens Fundorts-, nicht aber allgemeine Merkmale. Auch die Streifung auf dem Würfel parallel der Kombinationskante mit $\langle 111 \rangle$ -Flächen geht bald nach dem einen, bald nach dem anderen oder nach beiden Tetraedern. Jedoch sind die negativen Oktanten im allgemeinen flächenreicher; Vizinalen erzeugen hier gewölbte Formen (Fig. 68, G., bzw. O).

Eine sichere Unterscheidung von positiven und negativen Formen ergibt sich durch die Ätzung. Bei der Ätzung mit Säuren (Salzsäure, Salpetersäure) entstehen auf $\langle 111 \rangle$ schöne Ätzgrübchen, während auf $\langle \bar{1}\bar{1}\bar{1} \rangle$ bei starkem Abtrag Ätzhügel gebildet werden. In Übereinstimmung damit nimmt der Lösungskörper einer Kugel bei Säure-

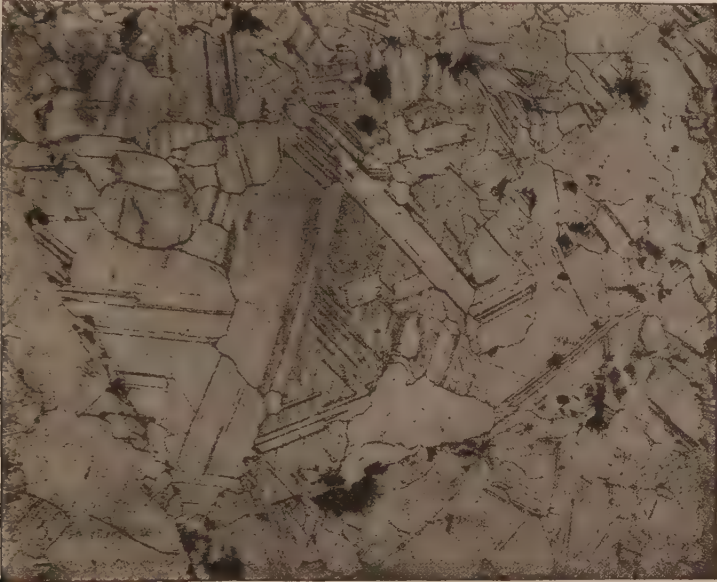


Fig. 69. Zinkblende von Holzappel. Durch die Ätzung mit schwefelsaurer Permanganatlösung wird auf dem polierten Anschliff die polysynthetische Zwillingslamellierung der einzelnen Körner sehr deutlich sichtbar. 110fache Vergr.

ätzung die gerundete Gestalt eines negativen Tetraeders an, mit Ecken in der Lage des positiven Tetraeders. Bei der Ätzung mit Kalilauge sind $+$ und $-$ Tetraeder Knotenpunkte. Der Lösungskörper einer Kugel hat würfelförmige Gestalt mit geringem Zurücktreten der positiven Ecken.

Zinkblende verhält sich somit verschiedenen Lösungen gegenüber verschieden: das eine Mal deutlich hemimorph mit $\langle 111 \rangle$ als Form geringster Zersetzungsgeschwindigkeit, das andere Mal annähernd holödrisch, wobei senkrecht zu $\langle 100 \rangle$ stärkster Abtrag erfolgt.

Bei näherem Studium ergibt sich, daß auch die Formentwicklung des Wachstums einen Doppelcharakter aufweist, wie aus den Dreiecksprojektionen mit $\langle 111 \rangle$, bzw. $\langle \bar{1}\bar{1}\bar{1} \rangle$ als Mittelpunkten (Fig. 70) hervorgeht.

Hauptzonen sind $[110]$, $[100]$, $[111]$ und $[211]$. Die $[110]$ -Zonen sind in den positiven und negativen Oktanten ähnlich entwickelt, nur die Zahl der bekannten Deltoiddodekaeder, z. T. auch der Triakistetraeder ist für die negativen Formen größer.

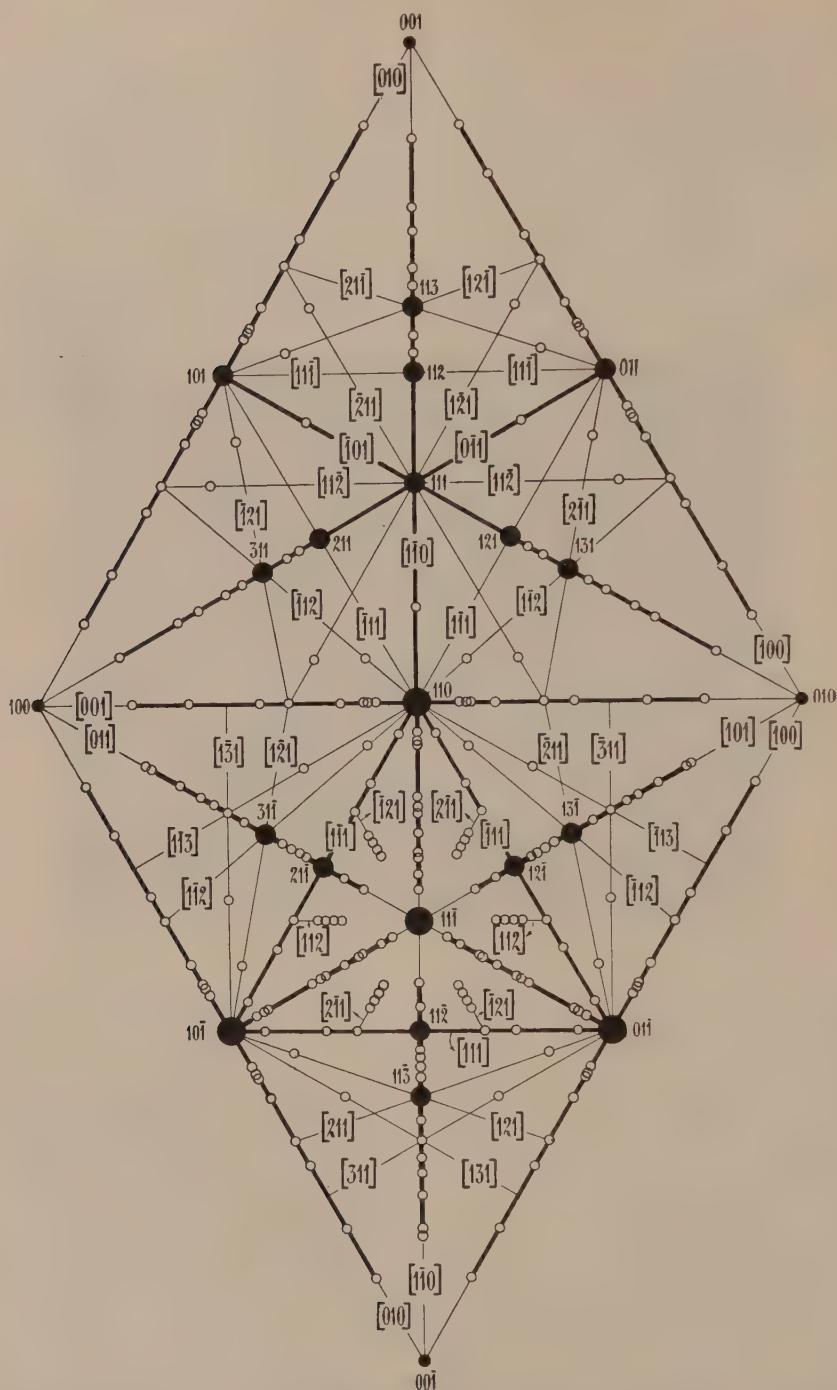


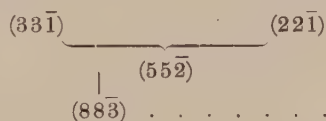
Fig. 70. Dreiecksprojektion der hauptsächlichsten Flächen und Zonen der Zinkblende. Die Projektionsebene der positiven Formen steht auf $[111]$, die der negativen auf $[\bar{1}\bar{1}\bar{1}]$ senkrecht. Die Figur umfaßt somit zwei Projektionen.

Die Hexakistetraeder von $\langle 321 \rangle$ bis $\langle 975 \rangle$ der Zonen [211] sind indessen ein Charakteristikum der negativen Oktanten. Auch die zu [111]-Zonen gehörigen Hexakistetraeder sind, soweit bekannt, nur in negativer Stellung gefunden worden. Wenn [110] die einzigen Hauptzonen wären, so würden sich daraus vektoriell in erster Ableitung [100], [111] und [211] ergeben. Der hemimorphe Charakter käme jedoch auf diese Weise nicht zur Geltung. $\langle 111 \rangle$ als Oktaeder wäre die Form derjenigen Flächen, die den meisten [110]-Richtungen parallel gehen. Da aber in tetraedrischer Verteilung auch [111] Hauptrichtungen darstellen, leiten sich aus ihnen die Gegenrichtungen, ferner [100], dann [110], $\langle 331 \rangle$ und [113] als nächstwichtige Richtungen ab. $\langle 110 \rangle$ ist in bezug auf [111]-Richtungen ausgezeichnete Form. Nun ist in der Tat $\langle 110 \rangle$ vollkommene Spaltform und häufige Wachstumsform. Abgesehen von der Hemimorphie geht indessen die Zonenentwicklung mehr dem von [110] abgeleiteten Schema parallel. Es ergibt sich somit sehr deutlich, daß beide Richtungen [110] und [111] für die Formenentwicklung und das physikalische Verhalten maßgebend sind. Den allgemeinen Erörterungen über derartige Strukturen haben wir entnommen, daß die ersten Richtungen kürzesten Abständen gleichartiger, die zweiten solchen ungleichartiger Atome entsprechen.

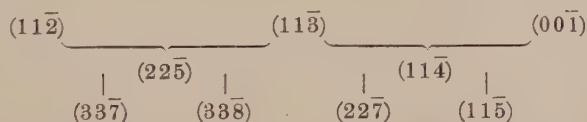
Im einzelnen ergibt sich in bezug auf die natürliche Formentwicklung folgendes. In den Zonen [110] sind die Hauptformen:

- $$\begin{array}{llll}
 1. & \langle 11\bar{1} \rangle & \langle 110 \rangle & \langle 111 \rangle \\
 2. & & & \langle 001 \rangle \\
 3. & & \langle 112 \rangle \langle 113 \rangle & \langle 11\bar{2} \rangle \langle 11\bar{3} \rangle \\
 4. & \langle 33\bar{1} \rangle \langle 22\bar{1} \rangle & &
 \end{array}$$

Normale Weiterentwicklung findet sich nur zwischen sekundären Formen, beispielsweise:



Ferner:



Unter den einfacheren Kombinationen des übrigens oft derb auftretenden, wichtigsten Zinkerzes sind besonders zu nennen: $\langle 111 \rangle \cdot \langle 11\bar{1} \rangle \cdot \langle 100 \rangle$, ferner $\langle 110 \rangle \cdot \langle 111 \rangle \cdot \langle 11\bar{1} \rangle$, sowie die rundliche Ausbildung $\langle 110 \rangle \cdot \langle 311 \rangle$, eventuell mit dem $+$ oder $-$ Tetraeder oder mit beiden Tetraedern.

Paragenesis und Entstehung: Gewöhnliche Parallelverwachsungen mit Galenit, Fahlerz und Chalkopyrit sind nicht allzu selten.

Die Zinkblende wandelt sich in der Oxydationszone in Goslarit, Smithsonit oder Hemimorphit um. Andererseits tritt sie pseudomorph nach Galenit, Fahlerz, Baryt, Calcit usw. auf; Galenit, Chalkopyrit, Pyrit sind häufige Begleiter.

Die Entstehung der Zinkblendelagerstätten ist meist peribisapomagmatischer Natur. Metasomatische Lager in Kalksteinen und Dolomiten sind technisch sehr wichtig.

Manganblende (Alabandin). Vorwiegend MnS . Kubisch

Das halbmimetallische, eisenschwarze bis dunkelstahlgraue Mineral ist nicht isomorph mit ZnS . Die $\langle 100 \rangle$ parallel gehende vollkommene Spaltbarkeit, sowie die häufig würfelige Ausbildung deuten auf eine ähnliche Struktur wie bei Steinsalz und Galenit (siehe Seite 45, 54). Doch scheint Hemimorphie nach den Triglyren vorhanden zu sein. Entsprechend der Dichte 4 würde bei Steinsalzstruktur die Kantenlänge des Elementarwürfels zu 5,2 A. E. Spezifische Wärme zwischen 10° und $100^\circ = 0,14$.

Neben den zwei genannten Mineralien Diamant und Zinkblende sind Kristallarten bekannt, die sich durch eine ähnliche tetraedrische oder pseudotetraedrische Entwicklung mit ihnen als morphologisch verwandt erweisen. Es handelt sich um chemisch komplexere Verbindungen, so daß von vornherein an so einfache strukturelle Verhältnisse, wie sie bei C und ZnS vorliegen, nicht gedacht werden kann. Immerhin läßt die Übereinstimmung in manchen äußerlichen, morphologischen Verhältnissen auf eine gewisse innere strukturelle Verwandtschaft schließen, bestehe diese auch nur darin, daß ähnliche Gittergeraden wichtigste Verbindungslinien von Teilchenschwerpunkten sind. Die häufigsten unter diesen Mineralarten seien kurz erwähnt.

Fahlerze (Tetraedrite, Tennantite) $[\text{R}^{\text{III}}\text{S}_{6+x}] (\text{R}^{\text{I}}_2, \text{R}^{\text{II}})_3$

Kubisch hemimorph

Es kann sein: $\text{R}^{\text{III}} = \text{Sb, As, Bi}$, eventuell Fe ; $\text{R}^{\text{I}} = \text{Cu, Ag}$; $\text{R}^{\text{II}} = \text{Zn, Fe, Pb, Hg, Mn, Ni}$. Über die Formulierung siehe unten.

Allgemeine physikalische Kennzeichen: Metallglanz. Farbe stahlgrau, bleigrau bis eisenschwarz. Strich variabel, entsprechend der Zusammensetzung: grau, schwarz bis rötlichbraun. Die Reflexionsfarbe ist grauweiß mit Stich ins Grünliche oder Braune. Geringes Reflexionsvermögen. Härte 3—4, meist $3\frac{1}{2}$ —4. Spezifisches Gewicht 4,4—5,1. Spezifische Wärme zwischen 10° und $100^\circ = \text{ca. } 0,1$. Linearer Ausdehnungskoeffizient bei $40^\circ = 0,07$ — $0,09$. Da keine gute Spaltbarkeit vorhanden ist, erscheint der Bruch muschelig mit ölig-fahlem Glanz. Lichtbrechung des Tennantites $> 2,72$ für Li-Licht.

Allgemeine Morphologie: Die Fahlerze kristallisieren kubisch hemimorph und zwar in meist ausgesprochen hemimorphem Habitus (Fig. 71). Derbes Auftreten ist allerdings sehr häufig.

Die Hauptentwicklung ist die tetraedrische oder triakistetraedrische. Seltener ist der Habitus rhombendodekaedrisch oder hexaedrisch. Wenn beide Tetraeder zugegen sind, ist das eine meist groß und glänzend, das andere klein und rauhfächig entwickelt.

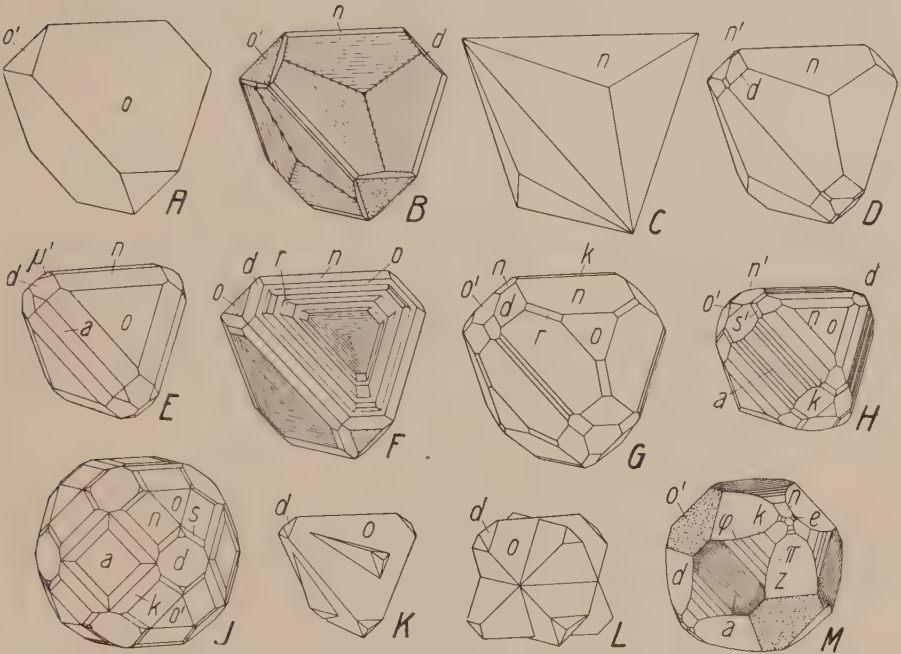


Fig. 71. Habitusbilder von Fahlerz. a $\langle 100 \rangle$, d $\langle 110 \rangle$, o $\langle 111 \rangle$, o' $\langle 1\bar{1}\bar{1} \rangle$, n $\langle 211 \rangle$, n' $\langle 2\bar{1}\bar{1} \rangle$, μ' $\langle 311 \rangle$, k $\langle 411 \rangle$, k' $\langle 4\bar{1}\bar{1} \rangle$, π $\langle 611 \rangle$, φ $\langle 911 \rangle$, z $\langle 16 \cdot 1 \cdot 1 \rangle$, r $\langle 332 \rangle$, e $\langle 552 \rangle$, s $\langle 321 \rangle$, s' $\langle 3\bar{2}\bar{1} \rangle$. A, Kombination der beiden, am Fahlerz häufig auftretenden Tetraeder. Statt oder neben o' ist öfters d entwickelt (z. B. B, D, E, F, G, H, K, L). Die ungleiche Beschaffenheit von o (flaches Triakistetraeder) und o' (rauh) zeigt B (Botesberg, Ungarn). An solchen tetraedrischen Kristallen sind die sechs Kanten von o gerne „zugeschärft“ durch die glänzenden Flächen von n . Diese Form für sich ist in C abgebildet. An D (Framont) bestimmt sie den Habitus, an E (Dillenburg) tritt sie, ebenso wie der Würfel, o gegenüber etwas zurück. Treppenförmig ist die Fläche $\langle 111 \rangle$ von F (Botesberg). An der oberen Kante erscheint zuerst ein Streifen von n . Darauf folgt das schmale Flächenstück von o , welches dann wieder in n übergeht u. s. f. Zwischen d und o werden die Kanten von n durch r gerade abgestumpft. Diese Abstumpfung ist auch an G (Framont) zu sehen. Hier tritt aber k als weiteres Triakistetraeder zu n hinzu, während sich bei H (Urbeis) außer diesen beiden der Reihe nach $\langle 511 \rangle$, $\langle 611 \rangle$, $\langle 811 \rangle$ einstellen. Auch der Würfel und das negative Hexakistetraeder $\langle 321 \rangle$ sind vorhanden. Sogenannte Binnite sind J und M (Binnental). Bei J sind a , d , o , o' , n ungefähr gleich stark entwickelt. Der ganze Kristall ist typisch kugelig, scheinbar holödrisch und zeigt noch $\pm \langle 10 \cdot 1 \cdot 1 \rangle$, $\pm \langle 441 \rangle$. An M tritt o völlig zurück. Dafür ist die Zone $a:o$ noch reicher entwickelt als bei J. Außerdem gelangen zwei Deltoiddodekaeder (e und r) zur Ausbildung. Ein Zwilling nach $\langle 211 \rangle$ ist K mit zwei ungleich großen Individuen. Nach den Würfelflächen spiegelbildlich gestellt sind die beiden Individuen von L (Kapnik).

Die als positiv angenommenen Oktanten sind in einzelnen Vorkommnissen außerordentlich flächenreich. Es fungieren fast ausschließlich die [110]-Zonen als Entwicklungszonen. Eine Zusammenstellung der bis heute bekannten Formen zeigt dies deutlich. Es sind dies (inbegriffen 4 unsichere Formen):

Tetrakisheptaeder	Triakistetraeder		Deltoiddodekaeder		Hexakistetraeder	
	+	—	+	—	+	—
5	60	5	21	12	9	6

Man ersieht daraus, daß die Triakistetraeder meist positiv sind, während die Deltoiddodekaeder auch negativ auftreten. Dementsprechend sind die Ecken der positiven Tetraeder oder Triakistetraeder häufig durch das Rhombendodekaeder oder durch Deltoiddodekaeder ersetzt. Das häufigste Triakistetraeder ist $\langle 211 \rangle$. Es tritt auch in negativer Stellung auf. $+ \langle 332 \rangle$ ist ein wichtiges Deltoiddodekaeder. $\langle 322 \rangle$, $\langle 611 \rangle$ und $\pm \langle 321 \rangle$ gehören gleichfalls zu den häufigeren Wachstumsformen. Die Zone der Triakistetraeder ist im übrigen mit bekannten Wachstumsformen ziemlich gleichmäßig besetzt. Teilen wir sie in winkelähnliche Abschnitte, so resultieren folgende Zahlen:

(001) bis (116)	bis (113)	bis (112)	bis (223)	bis (111)
ca. 13°	ca. 12°	ca. 10°	ca. 10°	ca. 11°
15	17	12	10	6 (Zahl bekannter Formen).

Am sogenannten Binnit konnte zwischen (001) und (116) eine Zielreihe mit 6 als Differenz von $(l'-l)$ beobachtet werden:

$$(116) \quad (1 \cdot 1 \cdot 12) \quad (1 \cdot 1 \cdot 18) \quad (1 \cdot 1 \cdot 24) \quad (1 \cdot 1 \cdot 30).$$

Derartige Zielreihenentwicklungen gegen eine Hauptfläche hin sind nicht selten. Die positiven Deltoiddodekaeder sind annähernd vizinal $\langle 110 \rangle$ oder $\langle 111 \rangle$. Die negativen verteilen sich etwas regelmäßiger, doch sind Vizinalen zum negativen Tetraeder (wie $\langle 26 \cdot 26 \cdot 25 \rangle$) nicht selten. Die Hexakistetraeder gehören Zonen [111], [211] und [311] an, zwei sind $\langle 111 \rangle$ benachbart. Es ist nur eine Projektionsfigur gezeichnet, wobei die stark besetzten Zonen [110] als breite Linien dargestellt sind. Einige wenige dazugehörige Formen sind besonders hervorgehoben (Fig. 72). Morphologisch fällt gegenüber Zinkblende (siehe Seite 184) auf, daß $\langle 211 \rangle$ wichtiger ist als $\langle 311 \rangle$ und daß das Rhombendodekaeder als Struktur- und formgebende Wachstumsfläche zurücktritt. Auch fehlt die starke Entwicklung der Zonen [211] und [100].

Durchdringungszwillinge nach [111] (meist mit einer Fläche $\langle 211 \rangle$ als Zwillings-ebene) sind nicht selten. Auch Kontaktzwillinge und polysynthetische Bildungen treten auf.

Paragenese und Entstehung: Regelmäßige Verwachsungen mit Chalkopyrit (Überzüge auf Fahlerzkristallen bildend), Zinkblende, Pyrit und Galenit sind beschrieben worden.

Die Fahlerze finden sich in vorwiegend apomagmatischen Erzlagern, wo sie nicht selten sekundären Prozessen (Zementationsprozessen usw.) ihre Entstehung verdanken.

Spezieller Chemismus: Die Fahlerze sind meist so komplexe Mischkristalle, daß Übereinstimmung in der Formulierung noch nicht erreicht werden konnte. Sehr

häufig entsprechen sie ungefähr der Zusammensetzung $[\text{Sb}_4\text{S}_{13}]\text{Cu}_{10}\text{Zn}_2$ mit teilweisem Ersatz des Cu durch Ag, des Zn durch Fe und des Sb durch As.

Es ist möglich, daß sie in der Hauptsache als Mischungen von



betrachtet werden können, doch ist die zu Beginn gegebene einfachere Formulierung, wobei x einen kleinen, variablen Überschuß an S andeuten soll, ebenfalls mit den Beobachtungstatsachen verträglich. Man teilt die Fahlerze gewöhnlich folgendermaßen ein:

- | | | |
|---|--|---|
| I Vorwiegend $[\text{Sb}_2\text{S}_6 + x](\text{Cu}_2, \text{Zn})_3 =$ | $\left\{ \begin{array}{l} \text{Gewöhnliche} \\ \text{oder Antimon-} \\ \text{fahlerze,} \\ \text{Tetraedrite} \\ \text{s. str.} \end{array} \right\}$ | $\left\{ \begin{array}{l} \text{erheblich silberhaltig} \\ = \text{Freibergit} \\ \text{erheblich quecksilberhaltig} \\ = \text{Schwazit (Spaniolit)} \end{array} \right\}$ |
| II Vorwiegend $[\text{As}_2\text{S}_6 + x](\text{Cu}_2, \text{Fe})_3 =$ | $\left\{ \begin{array}{l} \text{Tennantite} \\ \text{oder} \\ \text{Arsenfahlerze} \end{array} \right\}$ | Dazu gehört der flächenreiche Binnit des Binnentaler Dolomites. |

III Wismuthaltige Fahlerze₂ sind selten.

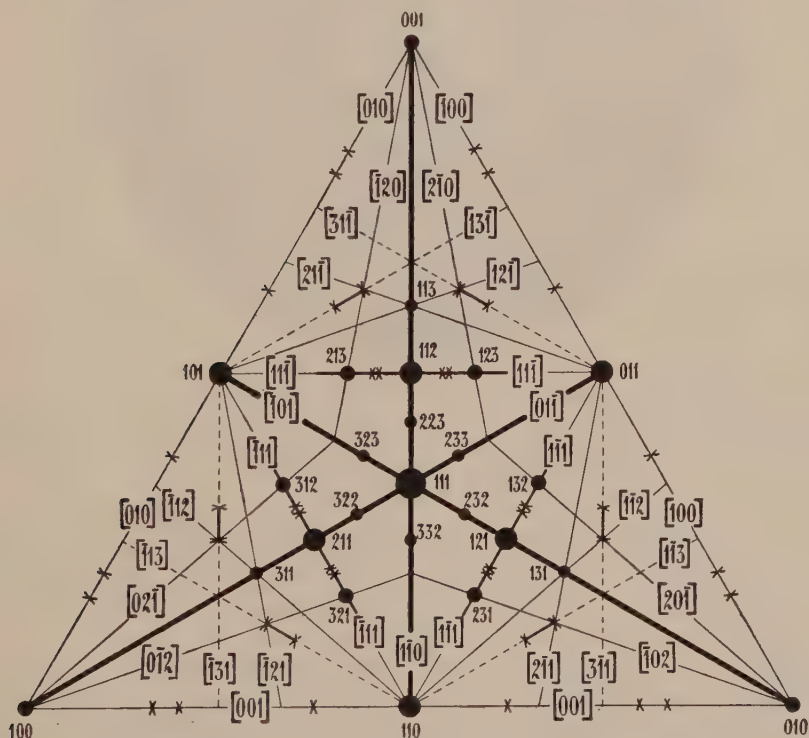


Fig. 72. Dreiecksprojektion wichtiger Zonen und Flächen von Fahlerz ohne Rücksicht auf positive oder negative Stellung der spezifisch hemimorphen Formen. Auf der sehr flächenreichen $[110]$ -Zone sind nur die wichtigsten Formen vermerkt, dafür sind als Ganzes diese Zonen kräftig gezeichnet.

Chalkopyrit (Kupferkies) $[\text{FeS}_2]\text{Cu}$. Tetragonal hemiedrisch 2. Art

Spezielle qualitative Kennzeichen: Metallisch glänzend, undurchsichtig. Die Farbe ist messinggelb, oft mit goldgelbem oder buntem Anlauf. Strich schwarz; wenn fein verrieben, ins Violette übergehend, sonst eher mit grünlichem Stich. Reflexionsvermögen hoch, Reflexionsfarbe lebhaft schwefel- bis messinggelb. Härte $3\frac{1}{2}$ —4. Spez. Gewicht 4,1 bis 4,3 (4,19—4,24).

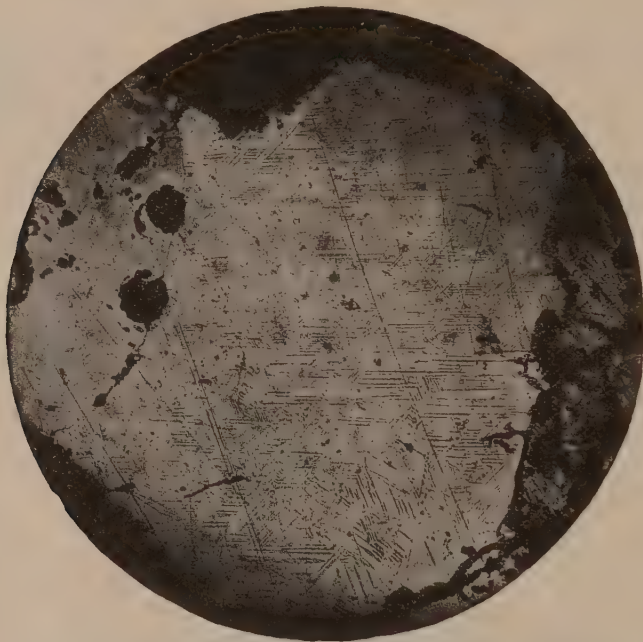


Fig. 73. Chalkopyrit, Kaukasus. Die Ätzung des polierten Anschliffes mit schwefelsaurer Permanganatlösung hat eine komplizierte Zwillingslamellierung sichtbar gemacht. Neben Lamellensystemen, die sich unter ca. 60° schneiden, kreuzen sich andere rechtwinklig. Vergr. 36fach.

Chalkopyrit ist ein guter Leiter für den elektrischen Strom; der spezifische Widerstand sinkt stark mit steigender Temperatur. Die spezifische Wärme zwischen Zimmertemperatur und 100° wird zu 0,13, der mittlere lineare Ausdehnungskoeffizient bis 40° zu 0,00017 angegeben.

Der Bruch von Chalkopyrit ist uneben. Eine mehr oder weniger deutliche Spaltbarkeit wird (in der üblichen Aufstellung) nach $\langle 201 \rangle$ angegeben. Unter hohem Druck lassen sich durch Pressung parallel $\langle 111 \rangle$ Translationen erzeugen.

Struktur: Nach röntgenometrischen Untersuchungen ist die mutmaßliche Struktur folgende: Das tetragonale Elementarparallelepiped ist basisflächenzentriert mit $a = 5,23$ A. E., $c = 5,15$ A. E. Punktlagen: $\text{Cu} = [0\ 0\ 0] \left[\frac{1}{2} \ \frac{1}{2} \ 0 \right]$; $\text{Fe} = [0 \ \frac{1}{2} \ \frac{1}{2}] \left[\frac{1}{2} \ 0 \ \frac{1}{2} \right]$; $\text{S} = \left[\frac{1}{4} \ \frac{1}{4} \ \frac{1}{4} \right] \left[\frac{1}{4} \ \frac{3}{4} \ \frac{3}{4} \right] \left[\frac{3}{4} \ \frac{1}{4} \ \frac{3}{4} \right] \left[\frac{3}{4} \ \frac{3}{4} \ \frac{1}{4} \right]$ (oder um 90° gedreht). Struktur somit ähnlich

der von Zinkblende mit $\text{Zn} = \text{Fe}$ und Cu . Jedes S-Atom ist in den $[111]$ -Richtungen in gleichen kürzesten Abständen tetraedrisch von 2 Fe- und 2 Cu-Atomen umgeben. Für die Cu-Atome unter sich und die Fe-Atome unter sich ist die Reihenfolge der kürzesten Abstände die der Richtungen $[110]$, $[001]$, $[100]$, $[112]$, $[101]$. Cu und Fe haben in Richtung von $[101]$ den kleinsten Abstand voneinander.

Spezielle Morphologie: Chalkopyrit tritt häufig derb auf, doch sind auch gut entwickelte, oft flächenreiche Kristalle bekannt. Sie zeigen dann die Symmetrie der tetragonalen Hemiedrie II. Art. Hie und da wurden scheinbar rhombisch hemimorphe Ausbildungen beobachtet, so daß vermutet wurde, die tetragonale Symmetrie sei nur durch innige Zwillingsbildung verursacht. Die Ausbildung ist deutlich pseudokubisch.

$a:c = 1:0,985$. (*Haidinger*, Schwankungen $1:0,984$ bis $0,986$).

Da in dieser Aufstellung die Spaltform, welche auch als Wachstumsform wichtig ist, $\langle 201 \rangle$ wird, hat man eine andere Aufstellung versucht, bei der das übliche $\langle 110 \rangle$ zu $\langle 100 \rangle$ und das $\langle 201 \rangle$ zu $\langle 111 \rangle$ wird. Die Struktur zeigt, daß dieser Aufstellung das primitive Gitter zugrunde liegen würde. Wir behalten jedoch in Analogie zur Zinkblende die pseudokubische Aufstellung bei. Die wichtigen und häufigen Zwillingsgesetze lauten dann: 1. Zwillingssachse $= [111]$. 2. Zwillingsebene $= (101)$ oder (001) , bzw. (100) . 3. Zwillinge nach $[110]$. Es kommen so polysynthetische Verwachsungen (vergl. den Anschliff Fig. 73), Wendezwillinge (z. B. Fünflinge der einfachen Form $\langle 201 \rangle$, Fig. 74, Y) oder Ergänzungszwillinge zustande.

Der Habitus der Kristalle (Fig. 74) ist meistens bisphenoidisch (pseudotetraedrisch) nach $+\langle 111 \rangle$ oder pseudooktaedrisch nach beiden Bisphenoiden. Auch spitzbipyramidaler Habitus nach $\langle 201 \rangle$, sowie skalenoedrische Ausbildungen treten auf. Im Vorkommen von Arakawa (Japan) treten durch Kombination von $\langle 313 \rangle$ mit $\langle 331 \rangle$ deltoiddodekaederähnliche Gestalten auf, ebenso durch Kombination von $\langle 212 \rangle$ mit $\langle 221 \rangle$ und $\langle 111 \rangle$. Nadelförmige und tafelige Entwicklungen sind seltener. Von den Bisphenoiden ist das eine oft glatt, das andere gerieft. Die Hauptwachstumsflächen sind somit $\langle 111 \rangle$, $\langle 111 \rangle$, $\langle 201 \rangle$, $\langle 101 \rangle$, dann $\langle 001 \rangle$, $\langle 110 \rangle$, $\langle 203 \rangle$, $\langle 221 \rangle$, $\langle 212 \rangle$, $\langle 332 \rangle$, $\langle 302 \rangle$, $\langle 313 \rangle$.

Die zonale Entwicklung geht sehr schön aus den Projektionsfiguren (Fig. 75) hervor. In den negativen Oktanten treten bedeutend weniger Flächen auf als in den positiven. Charakteristisch ist für das positive Tetraeder, daß es durch eine große Reihe von Formen zonal mit $\langle 201 \rangle$, $\langle 110 \rangle$ und $\langle 101 \rangle$ verbunden wird. Dementsprechend findet man oft Streifungen parallel $[11\bar{2}]$ (Zone $(111)/(201)$) und $[10\bar{1}]$ (Zone $(111)/(101)$).

Die vielen, einander benachbarten Flächen der Zonen $[110]$, insbesondere von $\langle 110 \rangle$, bzw. $\langle 772 \rangle$ bis $\langle 332 \rangle$ erzeugen gerundete, bisphenoidische Ausbildung. Gestreifte Skalenoeder, gestreifte Bipyramiden entstammen den stark besetzten Zonenstücken von $[11\bar{2}]$ und $[100]$. Als Hauptzonen mit ganz charakteristischer Teilentwicklung treten hervor: $[110]$, $[100]$, $[101]$, $[11\bar{2}]$ und untergeordnet $[001]$. Das sind die Richtungen der kürzesten Bindungen zwischen Cu—Cu- oder Fe—Fe-Atomen. Die Bindungen der

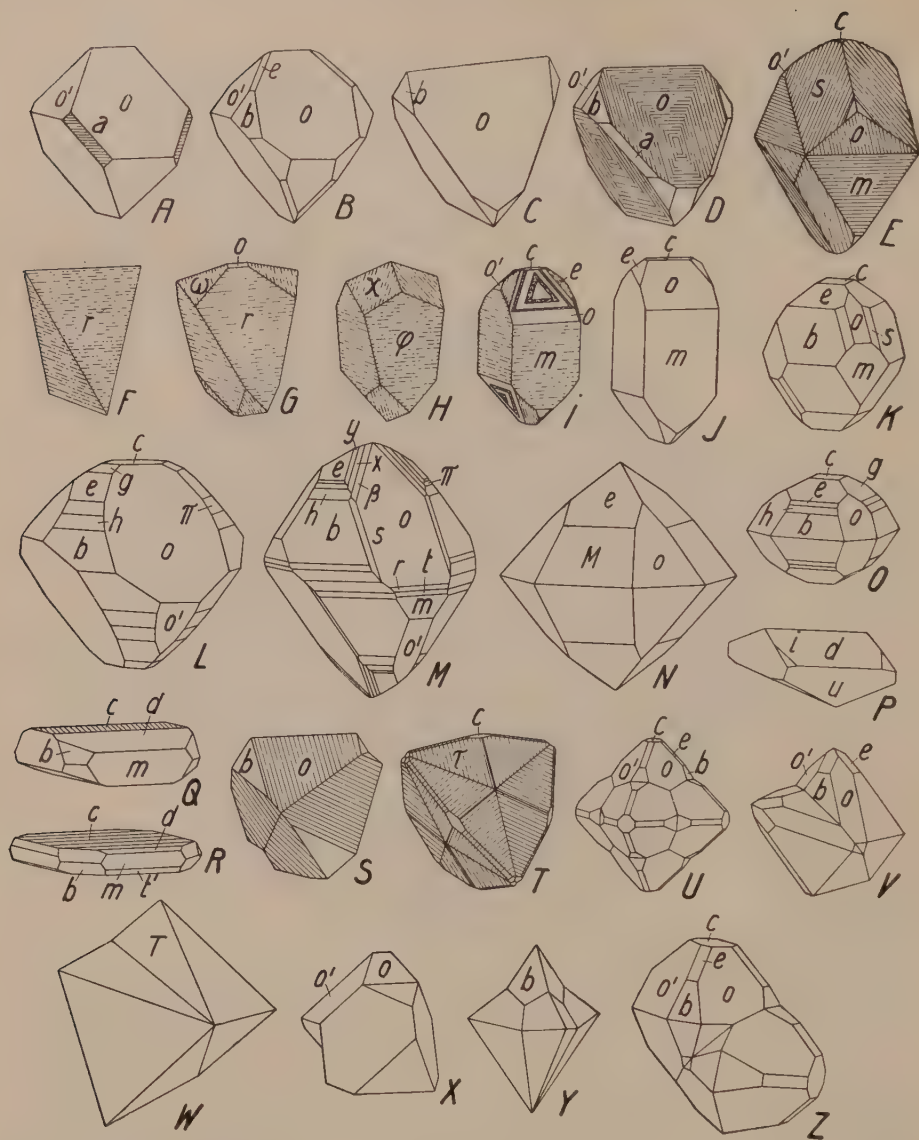


Fig. 74. Chalkopyrit. $a\langle 100\rangle$, $m\langle 110\rangle$, $c\langle 001\rangle$, $d\langle 114\rangle$, $o\langle 111\rangle$, $o'\langle 11\bar{1}\rangle$, $r\langle 332\rangle$, $t\langle 221\rangle$, $u\langle 441\rangle$, $g\langle 203\rangle$, $e\langle 101\rangle$, $T\langle 605\rangle$, $M\langle 14\cdot 0\cdot 11\rangle$, $\pi\langle 403\rangle$, $h\langle 302\rangle$, $b\langle 201\rangle$, $\beta\langle 323\rangle$, $\chi\langle 212\rangle$, $y\langle 313\rangle$, $s\langle 513\rangle$, $\omega\langle 756\rangle$, $i\langle 3\cdot 6\cdot 16\rangle$, $\tau\langle 312\rangle$. A, D (Schweden), B (Altenkirchen), C (Schottland) sind pseudotetraedrisch. Vom spitzsphenoidischen Habitus (F, G) leitet H (φ ist eine von m , $\langle 772\rangle$ und r gebildete Scheinfläche) zum prismatischen über: I (F—I Chester Cty) und J (Pensylvania). Die stumpfsphenoidische Ausbildung (P, Ellenville) kann durch Hinzutritt von $\langle 001\rangle$ tafelig werden (Q, R; Schweden). Tetragonale Vollsymmetrie haben scheinbar N (Kapnik) und O (Müsen), beide mit stark hervortretenden Bipyramiden. Noch flächenreicher sind die $[100]$ -Zonen von L (Kapnik) und M (Canelas, Durango). Bei M, wo auch $[101]$ sehr flächenreich ist, tritt $[11\bar{2}]$ relativ mehr zurück als bei K (Ramberg). $[11\bar{2}]$ erscheint aber als Streifung auf o von D, E und S, auf ω von G und auf τ von T. Auf s von E (Schottland) ist die Streifung $\parallel [213]$. Zwillinge und Viellinge nach $\langle 101\rangle$ stellen S (Schweden), T (Cornwall), U (Freiberg) und Z dar. Kontaktzwillinge nach $\langle 111\rangle$ sind V (Müsen), W (Ungarn), X (Schlaggenwald). Nach demselben Gesetz ist der Fünfling Y (Neudorf) gebaut.

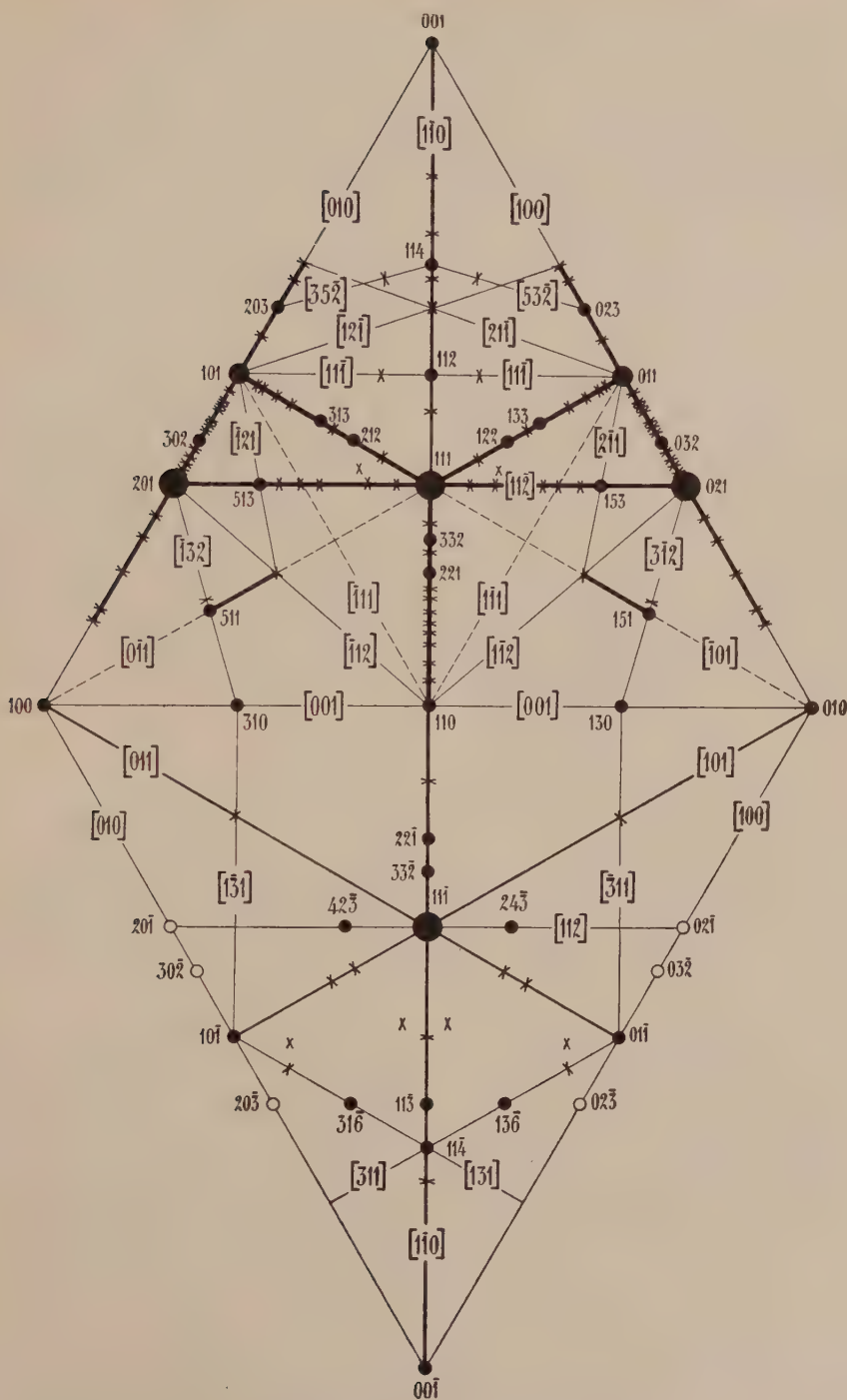


Fig. 75. Chalkopyrit. Schematische Dreiecksprojektion der Formen und hauptsächlichsten Zonen. Wegen der Verschiedenheit der positiven und negativen Oktanten sind wiederum zwei Dreiecke erforderlich. Der tetragonale Charakter dieses Minerals ist in der Metrik so wenig ausgeprägt, daß sich das nicht deformierte Projektionsdreieck vom schematischen in der Zeichnung nicht unterscheiden läßt; es ist darum nicht dargestellt.

Schwefel- → Metall-Atome spielen eine mehr untergeordnete Rolle; mit ihnen im Zusammenhang steht jedoch die hemimorphe Entwicklung. Die große Bedeutung von $[010]$ und $[112]$ neben $[110]$ erhellt auch aus der intensiven Besetzung des Zonenstückes $(201)/(101)$.

Gegenüber Zinkblende sind somit Abweichungen zu konstatieren, die in der Hauptsache auf der komplizierteren Zusammensetzung und der daraus folgenden Symmetrieverminderung beruhen. $\langle 201 \rangle$ übernimmt gewissermaßen die Rolle des Rhombendodekaeders. Die verschiedene Bezeichnung der flächenreichen Oktanten (negativ bei Zinkblende, positiv bei Chalkopyrit) ist naturgemäß rein konventionell.

Der pseudokubische Charakter des Kupferkieses ist auch aus Parallelverwachsungen mit Zinkblende, Fahlerz, Galenit, Cobaltin ersichtlich. Mit Pyrit scheint nur angenäherte Parallelität der Achsen erreicht zu werden. Indessen sind auch regelmäßige Verwachsungen mit Pyrargyrit und Polybasit bekannt.

Bildung und Umbildung: Chalkopyrit wandelt sich gerne in Cu_2S und CuS oder Bornit um (Anlauffarben) unter Abscheidung von FeS_2 oder Bildung von Sulfaten, Hydroxyden, Karbonaten. Auch Malachit und Azurit usw. entstehen in der Oxydationszone. Pseudomorphosen von Kupfer, Chalkosin, Bornit, Pyrit, Fahlerz, Calcit usw. sind bekannt. Das Mineral selbst bildet Pseudomorphosen oder Perimorphosen nach verschiedenen Substanzen, z. B. Fahlerz, Bournonit (mit Galenit), Bismutin, Chalkosin, Magnetit. Chalkopyrit ist das verbreitetste Kupfererz peri- bis apomagmatischer und sedimentärer Erzlagerstätten.

Boracit $\text{Mg}_6\text{B}_{16}\text{O}_{30} \cdot \text{MgCl}_2$

(pseudokubisch anisotrop \rightleftharpoons kubisch hemimorph)
265°

Spezielle Kennzeichen: Glas- bis diamantglänzende, farblose oder weiße bis grünliche, kubisch aussehende Kristalle oder weiße, feinkörnige bis faserige, knollige Aggregate (Staßfurtit). Kristallbruch muschelrig. Härte 7. Spez. Gewicht 2,9—3,0 (2,91).

Mittlere Lichtbrechung = 1,667, in grünlichen, eisenhaltigen Varietäten etwas höher. Pyro- und piezoelektrische Erscheinungen parallel den Pseudotrigyren (unterhalb 265°). Die spezifische Wärme ergab sich zwischen —38° und 250° zu 0,18, zwischen 270° und 350° zu 0,26. Bei 40° beträgt der lineare Ausdehnungskoeffizient 0,00000391.

Mit Ausnahme der knolligen Aggregate, dem sogenannten Staßfurtit, tritt Boracit in der Natur in Form kubisch tetraedrischer Kristalle auf. Diese erweisen sich aber bei gewöhnlicher Temperatur als ein innig verzwilligtes Aggregat doppelbrechender Einzelindividuen (siehe Fig. 76, G). Oft besteht ein Kristall aus zwölf unregelmäßig begrenzten Individuen, deren gemeinsame Spitze in der Mitte des Kristalles liegt, während die „Rhombendodekaederflächen“ die Basis der Pyramiden darstellen. In andern Fällen sind die „Hexaederflächen“ einheitlich und die „Rhombendodekaederflächen“ zweigeteilt. Die Einzelindividuen sind optisch zweiachsig, mit einem Achsenwinkel $2V$ von etwas über 80°. Beim Erhitzen verschwinden bei 265° die „optischen Anomalien“, die Kristalle werden völlig isotrop. Eine α - β -Umwandlung hat stattgefunden. Die grünlichen, eisenhaltigen Kristalle wandeln sich bei etwas höherer Temperatur in die wirklich kubische Modifikation um.

Spezielle Morphologie und Vorkommen: Die Hauptwachstumsformen sind in kubisch hemimorpher Bezeichnung: $\langle 100 \rangle$, $\langle 111 \rangle$, $\langle 11\bar{1} \rangle$, $\langle 110 \rangle$, ferner $\langle 130 \rangle$, $\langle 211 \rangle$, $\langle 21\bar{1} \rangle$. Der Habitus der Kristalle (Fig. 76) ist würfelig (gewöhnlich mit $\langle 111 \rangle$, $\langle 110 \rangle \pm \langle 130 \rangle$ usw.), oder rhombendodekaedrisch (fast immer mit $\langle 111 \rangle$ und $\langle 100 \rangle$), oder tetraedrisch bis oktaedrisch (wobei ebenfalls selten Würfel und Rhombendodekaeder fehlen).

Die ausgeprägtesten Wachstumszonen sind die Zonen $[100]$. Zwischen $\langle 035 \rangle$ und $\langle 001 \rangle$ werden als beobachtet angegeben: $\langle 012 \rangle$, $\langle 013 \rangle$, $\langle 014 \rangle$, $\langle 0 \cdot 3 \cdot 13 \rangle$, $\langle 0 \cdot 3 \cdot 17 \rangle$, $\langle 0 \cdot 1 \cdot 11 \rangle$, $\langle 0 \cdot 1 \cdot 12 \rangle$. Es erzeugen zum Würfel vizinale Tetrakishexaeder auf $\langle 100 \rangle$ etwa eine Streifung. Aus den $[110]$ -Zonen sind zu nennen $\pm \langle 211 \rangle$, sowie eine Reihe von Deltoiddodekaedern wie $\langle 221 \rangle$, $\langle 552 \rangle$, $\langle 441 \rangle$, $\langle 881 \rangle$, $\langle 16 \cdot 16 \cdot 1 \rangle$.

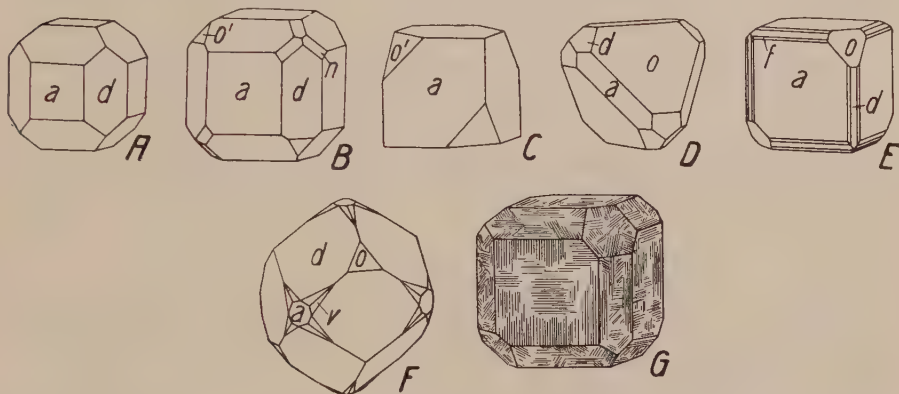


Fig. 76. Boracit. $a \langle 100 \rangle$, $d \langle 110 \rangle$, $o \langle 111 \rangle$, $o' \langle 11\bar{1} \rangle$, $n \langle 211 \rangle$, $f \langle 310 \rangle$, $v \langle 531 \rangle$. $[100]$ ist die hervortretendste Zone an diesen einfachen Kombinationen von tetraedrischem, würfeligem und rhombendodekaedrischem Habitus. Sie fehlt als Kante einzig an F. Auch $[110]$ tritt, außer an A, überall als Kante auf, und ebenso ist $[111]$ nur bei C nicht als Kante entwickelt. Durch die Streifung gibt sich G als innig verzwilligter Kristall zu erkennen. Neben Staßfurt (E) kommt als Fundort vor allem Lüneburg in Betracht.

Die Hexakistetraeder gehören $[1\bar{3}0]$ -Zonen an, z. B. $\langle 632 \rangle$, $\langle 431 \rangle$, $\langle 531 \rangle$, $\langle 621 \rangle$, $\langle 21 \cdot 7 \cdot 6 \rangle$, $\langle 60 \cdot 20 \cdot 3 \rangle$. Nach diesen Zonen wurde auch Streifung konstatiert. Zwillinge nach dem Spinellgesetz, derart, daß $[111]$ Zwillingsachse ist, treten in Form von Durchdringungen der Sammelindividuen auf. Die morphologische Entwicklung ist somit, abgesehen von der Hemimorphie, ähnlich wie bei Fluorit. Jedoch fehlt eine ausgezeichnete Spaltbarkeit. Auch läßt die Hemimorphie strukturelle Verwandtschaft mit Fahlerz vermuten. Boracit findet sich in Anhydrit-Gips-Steinsalz- und Boratlagerstätten, die chemisch sedimentären Ursprungs sind.

Bereits im Jahre 1891 haben *W. C. Brögger* und *H. Bäckström* eine Reihe silikatischer Mineralien des kubischen Kristallsystems auf Grund chemischer und morphologischer Analogien zu einer großen Gruppe vereinigt, die sie die Granatgruppe im weiteren Sinne nannten. Sie teilten sie in zwei Untergruppen:

1. Helvingruppe, mit vorherrschend tetraedrischer Ausbildung und Spaltbarkeit nach $\langle 111 \rangle$, jedoch mit $\langle 211 \rangle$, bzw. $\langle 2\bar{1}1 \rangle$ und $\langle 110 \rangle$ als wichtigen Kristallflächen.

2. Granatgruppe im engeren Sinne, mit vorherrschend rhombendodekaedrischer oder deltoidikositetraedrischer Ausbildung und eventueller Spaltbarkeit nach $\langle 110 \rangle$. Die Gesamtgruppe gehört nach unserer Auffassung dem morphologisch charakterisierten $[111]$ -Typus an, und die zwei Untergruppen entsprechen im großen den Subtypen a und b. Als Repräsentant der Helvingruppe wollen wir Helvin selbst etwas näher betrachten.

Helvin. In der Hauptsache $[\text{SiO}_4]_3\text{Be}_3(\text{Mn, Fe})_3 \cdot \text{MnS}$
Kubisch hemimorph

Spezielle Kennzeichen: Bildet tetraedrische, rhombendodekaedrische oder pseudooktaedrische Kristalle (Fig. 77) und sphärolithische Massen von honiggelber, gelblichbrauner, rotbrauner bis grünlicher Farbe.

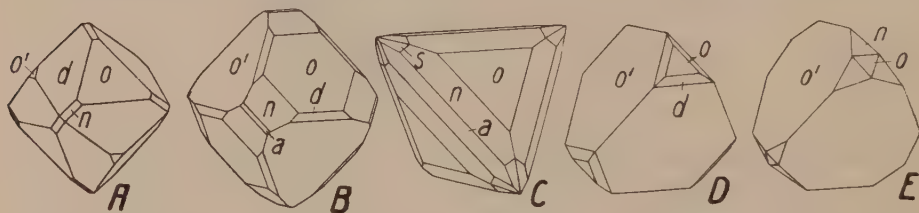


Fig. 77. Habitusbilder von Helvin. a $\langle 100 \rangle$, d $\langle 110 \rangle$, o $\langle 111 \rangle$, o' $\langle 1\bar{1}1 \rangle$, n $\langle 211 \rangle$, s $\langle 321 \rangle$. Das Tetraeder, welches an keinem dieser Bilder fehlt, beherrscht den Habitus von C (Sigtesö), D (Arö-Stockö; vergl. Fahlerz!) und E (Arö). A (Norwegen, rhombendodekaedrisch) ist gewissen Ausbildungen der Zinkblende ähnlich (vergl. Fig. 68, H). Durch die gleichartige Entwicklung von o und o' ist B (Arö) stark oktaedrisch, trotz der verhältnismäßig großen Flächen von $\langle 211 \rangle$.

Schlechte Spaltbarkeit nach dem Oktaeder ist vorhanden, doch erscheint der Bruch meist muschelig. Glas- bis Harzglanz. Strich farblos. Meist durchscheinend. Härte 6—6½. Spezifisches Gewicht ca. 3,2. $n_{\text{Na}} = 1,739$.

Piezoelektrische Erscheinungen treten derart auf, daß die + Tetraederfläche den positiven, die Tetraederecke den negativen Pol bildet.

Spezielle Morphologie: Die kubisch hemimorphen Kristalle zeigen vorwiegend tetraedrischen Habitus (Fig. 77), wobei das eine Tetraeder dem anderen gegenüber zurücktritt. Sehr häufig sind $\langle 110 \rangle$ oder $\langle 211 \rangle$, untergeordnet $\langle 2\bar{1}1 \rangle$, mit $\langle 111 \rangle$ kombiniert. Auch der Würfel tritt als Kantenabstumpfung des Tetraeders auf. $\langle 322 \rangle$ und $\langle 321 \rangle$ sind seltener. Helvinkristalle mit vorwiegend rhombendodekaedrischem Habitus (z. T.

mit $\langle 111 \rangle$, $\langle 11\bar{1} \rangle$, $\langle 211 \rangle$, oder mit $\langle 100 \rangle$ und $\langle 321 \rangle$, ja sogar mit $\langle 110 \rangle$ allein) wurden gleichfalls beobachtet. 25prozentiger Salzsäurelösung gegenüber erwiesen sich die $\langle 211 \rangle$ -Flächen am widerstandsfähigsten. Trotz relativ einfacher Formenentwicklung ist die Verwandtschaft mit den morphologischen Verhältnissen, wie sie Zinkblende und Fahlerz darbieten, eine offensichtliche. Der relativ komplizierten Struktur wird es zuzuschreiben sein, daß die Spaltbarkeit sich nur wenig bemerkbar macht und den Oktaederflächen folgt.

Chemische Verhältnisse und Entstehung: Nur geringe Mengen von Al_2O_3 und CaO konnten vereinzelt konstatiert werden. Helvin ist ein kontaktpneumatolytisch gebildetes Mineral, das auch einzelnen Pegmatitgängen und rhodochrosithaltigen Erzgängen nicht fremd ist. Mit ihm enge verwandt sind:

Danalith $[\text{SiO}_4]_3\text{Be}_3(\text{Fe}, \text{Zn}, \text{Mn})_3 \cdot \text{ZnS}$.

Eulytin $[\text{SiO}_4]\text{Bi}_4$.

Zunyt ein H-F-Cl-haltiges Aluminiumsilikat.

Bevor wir *Bröggers* Granatgruppe im engeren Sinne betrachten, wollen wir versuchen, den Seite 40 und 41 erwähnten Subtypus b etwas näher zu präzisieren. Es wird sich auch zeigen, daß eine einfachere Verbindung, nämlich Salmiak, den idealen Verhältnissen nahe kommt.

b) Im engeren Sinne rhombendodekaedrischer Subtypus

Wir gehen von der Annahme aus, daß in einem kubischen Kristall die weitaus kürzesten oder wichtigsten Bindungsrichtungen den Oktaedernormalen, d. h. den $[111]$ -Richtungen parallel sind. Sie sollen die strukturellen Verhältnisse derart beherrschen, daß sie als einzig bestimmende Grundvektoren angesehen werden können. Aus ihnen leiten sich als nächstwichtig die $[100]$ - und $[110]$ -Richtungen in Form von $[200]$ und $[220]$ ab. $[311]$, $[3\bar{3}1]$, $[210]$, $[211]$ sind dann einfachst zusammengesetzte Vektoren. Die $[111]$ -Richtungen liegen so, daß nur eine Flächenform Flächen besitzt, die viere von den 8 gleichwertigen Richtungen parallel gehen; das ist das Rhombendodekaeder. Weder Oktaeder- noch Würfelflächen liegen in den Zonen der Grundvektoren. Die einfachsten Formen, die in einer Zone der $[111]$ -Bindungen (zwei Bindungen parallel) liegen, sind $\langle 211 \rangle$ und $\langle 321 \rangle$. Gilt auch in diesem Fall die bereits mehrfach konstatierte Beziehung zwischen struktureller und äußerer Morphologie, so muß daher dieser Typus ein sehr scharfer und ausgeprägter sein. So einfache Formen wie $\langle 111 \rangle$ und $\langle 100 \rangle$ müssen zugunsten von $\langle 110 \rangle$, $\langle 211 \rangle$ und $\langle 321 \rangle$ zurücktreten. Es ist nun höchst

bemerkenswert, daß es in der Tat eine ziemlich gut umgrenzte Gruppe von kubischen oder pseudokubischen Mineralien gibt, die durch stark zurücktretendes Hexaeder und Oktaeder bei dominierenden $\langle 110 \rangle$, $\langle 211 \rangle$ und $\langle 321 \rangle$ charakterisiert ist. Der aus einfachsten Annahmen vorausgesagte morphologische Typus hat somit seine Verwirklichung gefunden. Eine ideale Projektionsfigur müßte etwa das Aussehen von Fig. 78 haben. $[111]$ als Hauptzonen, $[100]$, $[110]$ als erste und $[311]$, $[331]$,

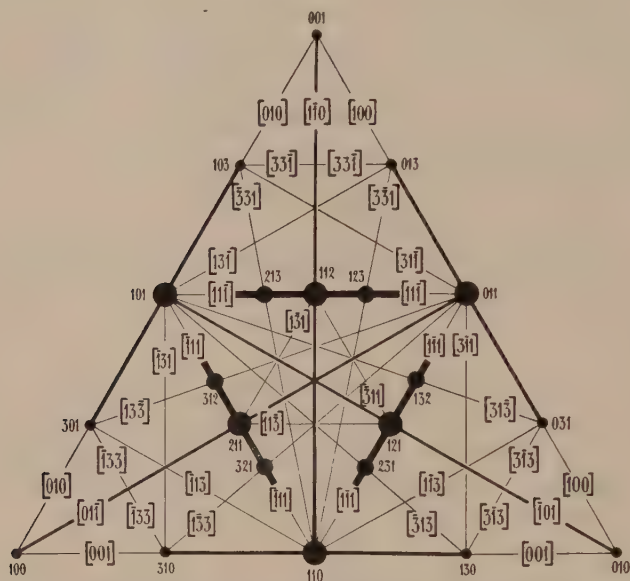


Fig. 78. Dreiecksprojektion der wichtigsten Zonen und Flächen des im engeren Sinne rhombendodekaedrischen Subtypus des $[111]$ -Typus.

$[210]$, $[211]$ als zweite Nebenzonen treten in dem von $\langle 110 \rangle$, $\langle 211 \rangle$ und $\langle 321 \rangle$ beherrschten Bild deutlich hervor. Es ist bemerkenswert, daß der einfachste Vertreter dieser Mineralgruppe, Salmiak, auch nachgewiesenermaßen eine der einfachsten Strukturen besitzt, die den oben angenommenen Verhältnissen entspricht.

Salmiak $(\text{NH}_4)\text{Cl}$. Kubisch enantiomorph

Spezielle Kennzeichen: Drusige Überzüge, Krusten, traubige, erdige, mehlig bis faserige Massen bildend oder dann in skelettartigen bis wohlausgebildeten Kristallen auftretend. Farblos, weiß, gelblich bis bräunlich oder schwarz gefärbt. Mild und plastisch. Bruch muschelig, nur schlechte, fragliche Spaltbarkeit nach $\langle 111 \rangle$. Härte 1—2. Spezifisches Gewicht 1,53. Stechend salziger Geschmack auf der Zunge.

Spezielle physikalische Eigenschaften: Optisch ist Salmiak oft anomal.

B-	C-	D-	E-	F-	G-Linie
$n = 1,6344$	1,6351	1,6418	1,6479	1,6536	1,6625 oder etwas höher.

Maxima des selektiven Reflexionsvermögens im Ultraroten liegen bei

$$\lambda = 3,20, 5,90 \text{ und } 7,11 \mu.$$

Die Dielektrizitätskonstante für $\lambda = 300 \mu$ ist 6,8.

Die spezifischen Wärmen werden durch folgende Daten gegeben:

$t = -253,0$	$-242,7$	$-215,9$	$-152,0$	$-34,0$
$c = 0,00064$	0,0220	0,0866	0,195	0,487
$t = -31,2$	$-30,5$	$-28,6$	$+4,9$	
$c = 1,021$	2,37	0,373	0,367.	

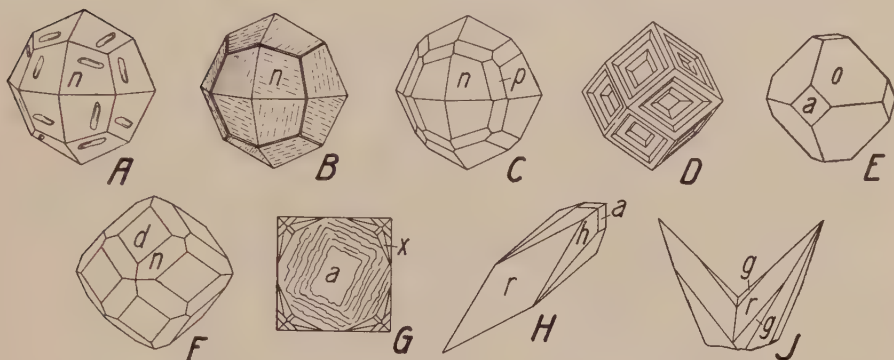


Fig. 79. Habitusbilder von Salmiak. $a \langle 100 \rangle$, $d \langle 110 \rangle$, $o \langle 111 \rangle$, $n \langle 211 \rangle$, $h \langle 310 \rangle$, $g \langle 320 \rangle$, $r \langle 311 \rangle$, $p \langle 857 \rangle$, $x \langle 321 \rangle$. Außer D (Burgk, Dresden) und G (Vesuv) entsprechen alle diese Bilder künstlichen Kristallisationen, bei denen infolge raschen Kantenwachstums oft skelettartige Gebilde entstehen (vergl. D). Die Zugehörigkeit des Salmiaks zur enantiomorphen Hemiedrie ist aus den parallel $[1\bar{3}1]$ orientierten Ätzgrübchen, bzw. Streifungen auf n deutlich zu ersehen (A, B). Dieser Zone gehören auch die Pentagonekositetraederflächen p von C an (bei B schwach angedeutet). Im Einklang mit diesen Symmetrieverhältnissen steht weiter die tetragryrische Streifung nach $[012]$ auf $\langle 100 \rangle$ von G (Vesuv). Granatähnlich ist F. Die seltenere oktaedrische Ausbildung zeigt E, während H und J (Kontaktzwilling nach $\langle 111 \rangle$) die ditrigonale Verzerrung darstellen, die sich besonders dann ergibt, wenn der Lösung eine geringe Menge von CdCl_2 beigegeben wird.

Der lineare Ausdehnungskoeffizient bei 40°C ist 0,00006255, der Zuwachskoeffizient 0,0000002975.

Kubischer Ausdehnungskoeffizient zwischen 0 und $200^\circ = 0,00019$. Bei 350° beträgt die Verdampfungswärme 37900 cal pro Mol. Umwandlungspunkte liegen bei -30° und bei ca. 180° . Bei letzterem wandelt sich NH_4Cl in eine mit Steinsalz isomorphe kubische Modifikation um.

Struktur: Bei gewöhnlicher Temperatur hat Salmiak folgende Struktur: die Schwerpunkte von Cl liegen in $[000]$ und bilden ein einfaches Würfelgitter von der Kantenlänge $a = 3,86$. Die Schwerpunkte von NH_4 sind im Zentrum dieser Würfel, entsprechend $[\frac{1}{2} \frac{1}{2} \frac{1}{2}]$.

Die Lage der H-Atome ist unbekannt und kaum von Einfluß auf die äußerlich wahrnehmbare Symmetrie, die nach Ausbildung und Ätzfiguren enantiomorph zu sein scheint.

Spezielle Morphologie: Neben dichten Ausbildungen (siehe oben) und Kristallskeletten sind nicht selten gut deutbare, wenn auch oft verzerrte Kristalle beobachtet worden. Hauptformen: $\langle 211 \rangle$, $\langle 311 \rangle$, $\langle 110 \rangle$, $\langle 331 \rangle$, $\langle 100 \rangle$, $\langle 111 \rangle$. Wenn nicht verzerrt, ist der Habitus (Fig. 79) vorwiegend ikositetraedrisch, seltener würfelig oder oktaedrisch. Durch Verzerrung erhalten die Kristalle ein ditrigonal-skalenoedrisches, ein scheinbar tetragonales oder auch rhombisches Aussehen. Auf $\langle 211 \rangle$

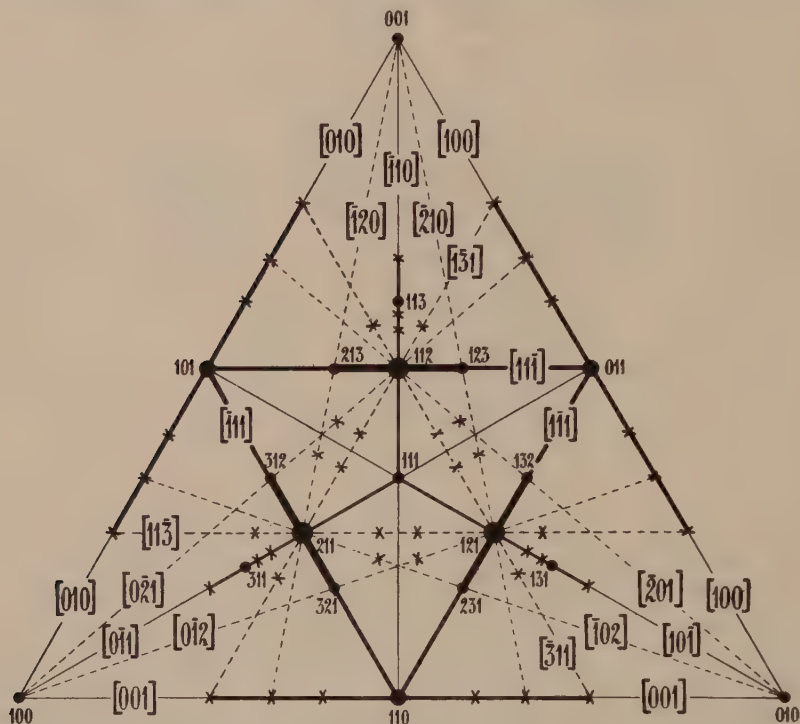


Fig. 80. Flächen und wichtigste Zonen von Salmiak in Dreiecksprojektion. Die enantiomorph-hemiedrische Ausbildung der $\langle hkl \rangle$ -Formen ist nicht berücksichtigt.

kann etwa eine zarte Riefung nach Zonen $[1\bar{3}1]$ enantiomorpher Zusammengehörigkeit erkannt werden, derart, daß jede Fläche nur einerlei Riefung aufweist.

Auf Würfelflächen sind Streifungen nach $[210]$ konstatiert worden. Aus den Streifungen und oft auch aus der Verteilung der $\langle hkl \rangle$ -Flächen ergibt sich enantiomorphe Symmetrie.

Alle bekannten $\langle hkl \rangle$ -Formen gehören Zonen $[111]$, $[311]$ oder $[210]$ an. Figur 80 vermittelt ein Bild von den gesamtmorphologischen Verhältnissen, jedoch ist die Flächenverteilung holloedrisch gezeichnet. Das Bild entspricht ziemlich genau der Figur 78. Nun sind ja nach den oben vermerkten Strukturangaben tatsächlich die $[111]$ -Richtungen die kürzesten Verbindungslinien der beiden Ionenschwerpunkte $(\text{NH}_4)^+$ und

Cl^- . Es wird somit bestätigt, daß der morphologisch durch $\langle 211 \rangle$, $\langle 110 \rangle$, $\langle 321 \rangle$ gekennzeichnete Typ dem strukturell charakterisierten $[111]$ -Typus angehört.

Im übrigen erscheint die Ausbildung wesentlich von Lösungsgenossen abhängig zu sein, jedoch muß noch im einzelnen nachgeprüft werden, ob die mit fremden Beimengungen kristallisierenden NH_4Cl alle dem gleichen Strukturtypus angehören. Zwillinge nach (111) , oft in Form von Penetrationen, wurden mehrfach konstatiert.

Vorkommen und Entstehung: Salmiak ist ein vulkanisches Sublimationsprodukt, wobei das NH_4 z. T. von organischen Stoffen stammt, die von der Lava bedeckt wurden. Auch bei Kohlenbränden entsteht Salmiak häufig, und im Guano findet sich das Mineral als Neubildung. Die Pentagonikositetraeder $\langle 349 \rangle$, $\langle 578 \rangle$ und $\langle 478 \rangle$ wurden an künstlich hergestellten Kristallen beobachtet.

Wie schon Seite 196 vermerkt, ist die Granatgruppe ein weiteres, ausgezeichnetes Beispiel für den rhombendodekaedrischen Subtypus des $[111]$ -Typus.

Granatgruppe $[\text{SiO}_4]_3 \begin{smallmatrix} \text{R}^{\text{III}}_2 \\ \text{R}^{\text{II}}_3 \end{smallmatrix}$. Kubisch holoeidrisch

Wichtigste Mineralien: R^{III} = vorwiegend Al: Tonerdegranate: Mit R^{II} = vorwiegend Ca = Grossular, Hessonit, Kaneelstein (fälschlich Hyazinth) (farblos bis grünlich, hyazinthgelb). Mit R^{II} = vorwiegend Mg = Pyrop (hyazinthrot bis blutrot). Mit R^{II} = vorwiegend Fe = Almandin (blutrot, kirschrot, bräunlichrot). Mit R^{II} = vorwiegend Mn = Spessartin (braunrot).

R^{III} zu erheblichen Teilen Fe^{++} , dabei R^{II} meist vorherrschend Ca = Andradit oder speziell: Topazolith (gelb, durchsichtig), Aplom (grün), Demantoid (gelbgrün), Melanit (samtschwarz).

R^{III} zu erheblichen Teilen Cr^{+++} , dabei R^{II} wieder vorwiegend Ca = Uwarowit (dunkelsmaragdgrün). Gemeiner Granat ist Al^{+++} , Fe^{+++} , Ca-, Fe^{++} -, Mg-haltig und braun oder grün. Gewisse kolophonbraune Varietäten heißen Kolophonit.

Titanreiche Tonerde-Ferrigranate sind Schorlomit und Iivaarit genannt worden. Yttriumhaltige Granate heißen Yttergranate.

Spezielle Kennzeichen: Meist gut kristallisiert mit vorwiegend rhombendodekaedrischer oder ikositetraedrischer Ausbildung. Auch unregelmäßig körnig bis dicht, massig. Bruch uneben, muschelig. Spröde. Farbe variabel nach der Zusammensetzung; rote, braune, grünliche und schwarze Farben herrschen vor. Glasglanz bis Fettglanz. Härte $6\frac{1}{2}$ bis $7\frac{1}{2}$. Spezifisches Gewicht von ca. 3—4,5.

Besondere physikalische Eigenschaften: Aus den Mischkristallen lassen sich für die reinen Einzelkomponenten folgende angenäherten Daten berechnen:

	Spez. Gewicht	Brechungsindex (Na-Licht)
$[\text{SiO}_4]_3 \begin{smallmatrix} \text{Al}_2 \\ \text{Ca}_3 \end{smallmatrix}$	3,53	1,735
$[\text{SiO}_4]_3 \begin{smallmatrix} \text{Al}_2 \\ \text{Mg}_3 \end{smallmatrix}$	3,51	1,705
$[\text{SiO}_4]_3 \begin{smallmatrix} \text{Al}_2 \\ \text{Mn}_3 \end{smallmatrix}$	4,18	1,800
$[\text{SiO}_4]_3 \begin{smallmatrix} \text{Al}_2 \\ \text{Fe}_3 \end{smallmatrix}$	4,25	1,830
$[\text{SiO}_4]_3 \begin{smallmatrix} \text{Fe}_2 \\ \text{Ca}_3 \end{smallmatrix}$	3,75	1,895

Der Brechungsindex ziemlich reiner Uwarowite ist 1,870.

TiO₂-Gehalt erhöht die Lichtbrechung, wie folgende Zahlen zeigen:

Titanhaltiger Melanit, Beaver Creek, Colorado	TiO ₂ = 5,08 %	n = 1,85
" " , Rocca Monfina, Italien	TiO ₂ = 8,7 "	n = 1,94
Schorlomit, Magnet Cove, Arkansas	TiO ₂ = 16,9 "	n = 1,94
Iivaarit, Kuusamo, Finnland	TiO ₂ = 18,98 "	n = 2,01.

Über die Änderung der Lichtbrechung mit der Wellenlänge orientieren folgende Zusammenstellungen:

Almandin von Gadernheim (mit Mg, etwas Ca und Mn):

$$n_{\text{Li}} = 1,7910, n_{\text{Na}} = 1,7964, n_{\text{Ti}} = 1,8013.$$

Spessartin von Tokowaia (mit Fe und etwas Ca):

$$n_{\text{Li}} = 1,7981, n_{\text{Na}} = 1,8038, n_{\text{Ti}} = 1,8078.$$

Pyrop von Merunice: $n_{\text{Li}} = 1,73885, n_{\text{Na}} = 1,74436, n_{\text{Ti}} = 1,74763, n_{\text{blau}} = 1,75968.$

Optische Anomalien findet man insbesondere bei Grossular und Spessartin. Die gesteinsbildenden Granate sind im allgemeinen (d. h. mit Ausnahme der titanreichen) nicht anomal. Bei den optisch anomalen Granaten ist der Aufbau aus scheinbar anisotropen Einzelteilen von der äußeren Kristallform abhängig.

Die Schleifhärte ist auf verschiedenen Flächen verschieden und erweist sich abhängig von der speziellen chemischen Zusammensetzung. Setzt man die Schleifhärte parallel der Basis von Quarz = 1000, so kann man Zahlen, wie die folgenden erhalten: Grossular von Vilui parallel (111) = 835, parallel (110) = 866, parallel (100) = 1261. Almandin von Falun " (111) = 1058, " (110) = 1159, " (100) = 1246.

Die spezifische Wärme für die meisten Granate liegt um 0,18. Der lineare Ausdehnungskoeffizient $\times 10^6$ wurde bei 40° bestimmt

für	Grossular	Pyrop	Almandin	Spessartin	Melanit
zu	684—693	827	835	824	735

Eine Spaltbarkeit nach $\langle 110 \rangle$ ist nur sehr schlecht entwickelt. Die Struktur ist noch nicht völlig bekannt.

Spezielle Morphologie: Die typisch kubisch holodrischen Kristalle (Fig. 81) sind dadurch ausgezeichnet, daß $\langle 110 \rangle$, $\langle 211 \rangle$ und $\langle 321 \rangle$ die weitaus häufigsten Wachstumsformen sind. Sie treten auch für sich auf, sind jedoch gerne zu zweien oder dreien miteinander kombiniert. Auf $\langle 211 \rangle$ ist etwa eine Streifung parallel [111], das heißt parallel der Kombinationskante mit dem Rhombendodekaeder, wahrnehmbar, seltener ist

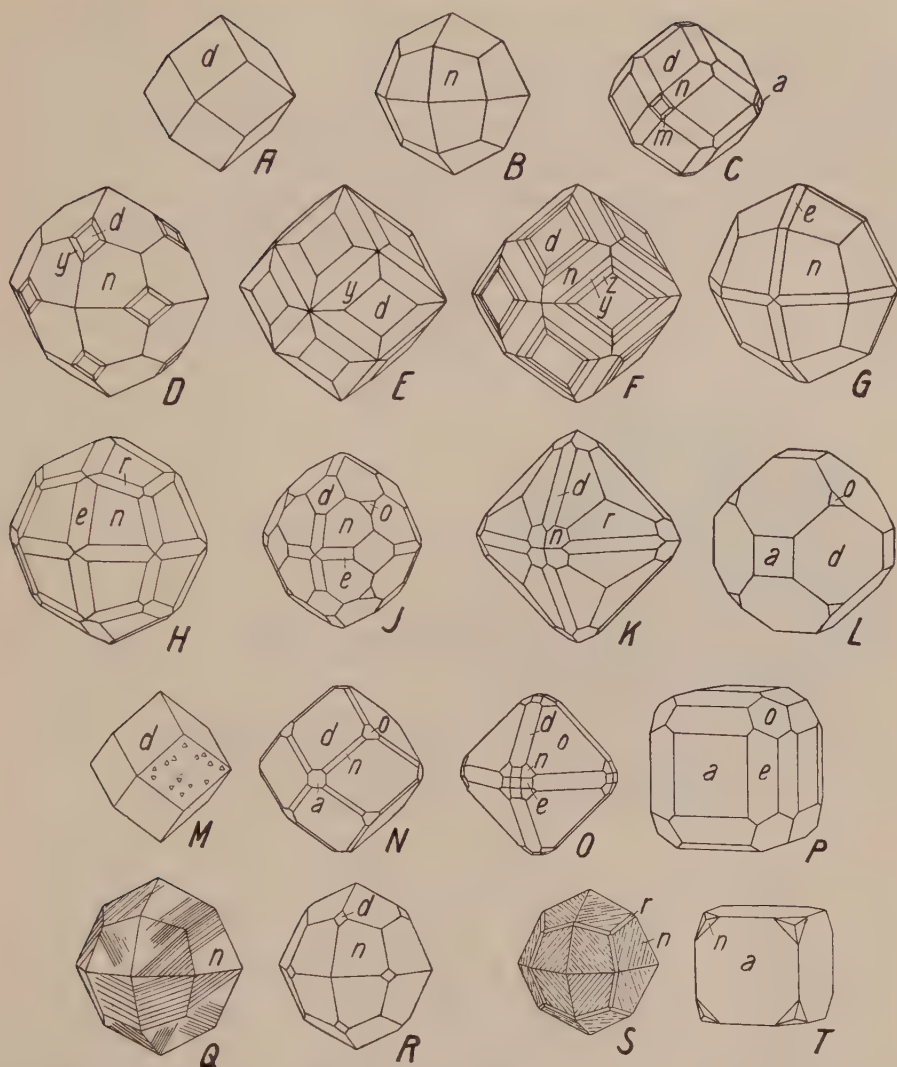


Fig. 81. Granat (A—L), Sodalith (M—P), Leucit (Q, R), Analcim (S, T). a $\langle 100 \rangle$, d $\langle 110 \rangle$ (= Granatoeder), o $\langle 111 \rangle$, e $\langle 210 \rangle$, n $\langle 211 \rangle$ (= Leucitoeder), m $\langle 311 \rangle$, r $\langle 332 \rangle$, y $\langle 431 \rangle$, z $\langle 541 \rangle$. A, B sind die gemeinsten und häufigsten Ausbildungen von Granat. Sie kommen gerne in Kombination miteinander vor. Hexakisoktaeder, deren Flächen auf $\langle 110 \rangle$ aufsitzende Pyramiden bilden, treten dann oft hinzu (F, Calabrien; D, E (ohne n), Transbaikalien). An C (Pfisch) und L (Beresowsk) die seltenen $\langle 100 \rangle$ -Flächen. $\langle 210 \rangle$ erscheint an G (Finnland), H (Elba), K (Avigliana). Am letzteren ist $\langle 332 \rangle$ bereits habitusbestimmend, bei H nur untergeordnet. J (Cintra) und L mit $\langle 111 \rangle$. — An den vier Figuren der Sodalithminerale haben der Würfel (P, Laacher See) und das Oktaeder (O, Albaner Gebirge; von da auch M mit hemimorpher Flächensymmetrie und N) vermehrte Bedeutung auf Kosten von $\langle 211 \rangle$. — Der formenarme Leucit (Q, R; Vesuv) ist ausgesprochen deltoidikositetraedrisch (n oft nach $[111]$ gestreift). — Gleichen Habitus zeigt gewöhnlich der Analcim (S, Schottland) mit $\langle 332 \rangle$ und einer Streifung auf $n \parallel [110]$. Würfelige Ausbildung (T, Aetna) ist seltener.

das Rhombendodekaeder \parallel den $[100]$ -Richtungen gestreift. Hexaedrische und oktaedrische Ausbildungsweisen sind seltener. Die übrigen wichtigsten Formen sind: $\langle 431 \rangle$, $\langle 210 \rangle$, $\langle 332 \rangle$. Vizinalen finden sich hauptsächlich in den $[100]$ - und $[110]$ -Zonen (in ersteren gegen das Rhombendodekaeder hin), ferner in der Nähe von $\langle 511 \rangle$, $\langle 311 \rangle$ usw.

Die Projektionsfigur der wichtigeren sichergestellten Wachstumsflächen (Fig. 82) zeigt deutlich, daß die Hauptzonen durch $[111]$, die

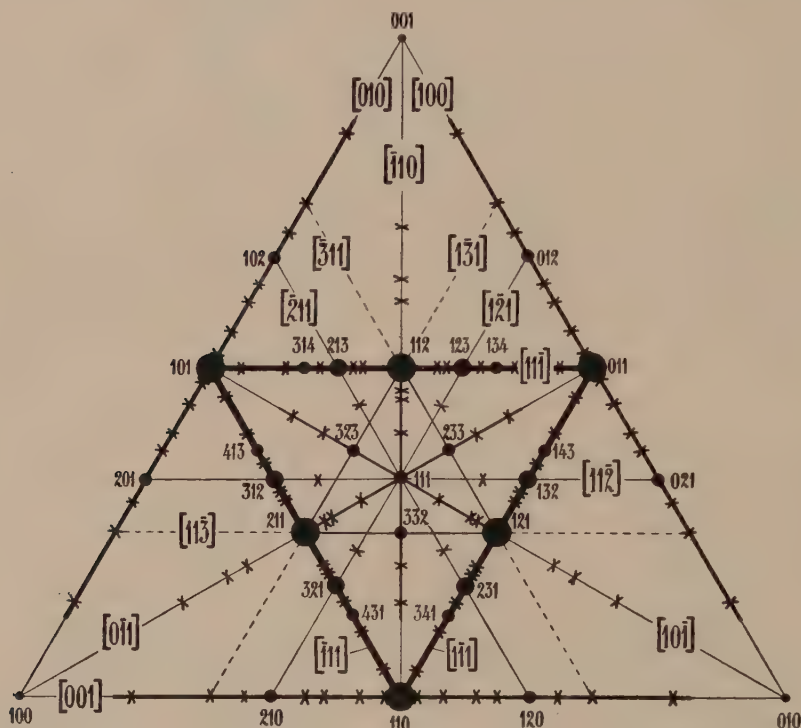


Fig. 82. Flächen und wichtigere Zonen von Granat in Dreiecksprojektion. Die Rangordnung der Zonen $[111]$, $[100]$, $[110]$ (in dieser Reihenfolge) ist durch die Bedeutung und Zahl der ihnen angehörigen Flächen überzeugend zum Ausdruck gebracht. Auch die $[120]$ -Zonen mit den Flächen $\langle 210 \rangle$, $\langle 211 \rangle$, $\langle 212 \rangle$, $\langle 213 \rangle$, $\langle 001 \rangle$ sind, obwohl nicht eingezeichnet, recht deutlich zu erkennen.

Nebenzonen durch $[100]$, $[110]$, $[211]$, $[311]$, $[210]$ gekennzeichnet sind. Die Analogie mit Fig. 78 und 80 läßt erwarten, daß wichtige Strukturlinien den Oktaedernormalen parallel laufen.

Spezielle chemische Verhältnisse: Zwischen Almandin-Pyrop, Almandin-Spessartin (vergl. „Allgemeine Mineralogie“, Fig. 498 auf Seite 543) und Grossular-Andradit sind wahrscheinlich vollständige Mischkristallreihen vorhanden. Meistens sind in einem polynären Mischkristall nur zwei oder drei Komponenten in wesentlichen Mengen vorhanden.

Am häufigsten sind das Grossular- und Andraditmolekül Bestandteile vorwiegend binärer Granate. Unter den vorwiegend ternären Granaten sind die Mischungen Grossular-Almandin-Andradit und Grossular-Andradit-Pyrop am häufigsten. Das Spessartinmolekül findet sich besonders gern in Kalkgranaten. Bei gewöhnlichem Druck schmelzen die Granate nicht unzersetzt.

Umwandlungen, Begleitminerale und Entstehung: Umwandlungen in oft pseudomorphosenartiger Ausbildung lassen sich häufig konstatieren. Chloritisierung, Epidotisierung oder Zoisitisierung, sowie Verglimmerung sind am verbreitetsten. Aber auch Umwandlungen in Hornblende, Skapolith, Wollastonit, Quarz, Hämatit usw. sind bekannt. Die Pyropkerne sind oft von einer Reaktionszone, einem sogenannten Kelyphitrand (Fig. 83) umgeben, der aus Spinell, Mg-Fe-Pyroxenen \pm Feldspäten besteht. Grossular ist häufig mit Calcit, Diopsid, Wollastonit, Vesuvian oder Chloritvergesellschaftet. Almandin (Fig. 84) findet sich in Eruptivgesteinen und metamorphen Tongesteinen und Mergeln. Pyrop ist mit Olivin, Serpentin oder Augit besonders gerne assoziiert. Spessartin findet sich in manchen Pegmatiten, zusammen mit Quarz, Feldspäten, Glimmer usw. Andradit ist in der Hauptsache ein kontaktpneumatolytisches Mineral der Eisenerzlagerstätten; der samt-schwarze Melanit (Fig. 85), sowie manche titanhaltige Ferrigranate sind Produkte der magmatischen Erstarrung. Begleitmineral des Uwarowites ist vorzugsweise Chromit.



Fig. 83. Granat mit Kelyphitrand aus dem Granatamphibolit von Aschbach (Ötztal). Polarisiertes Licht. 25fache Vergr.

Die Granate können somit auf mannigfache Weise entstehen, doch sind die metamorphen Gesteine ihre hauptsächlichste Heimat.

In der Seite 195 erwähnten Arbeit haben *Brögger* und *Bückström* auch die Mineralien der Hauyn-Sodalith-Noseangruppe zur Granatgruppe gezählt. Wie die nachstehende Beschreibung zeigt, muß es sich in der Tat um strukturell nahe verwandte Mineralien handeln.

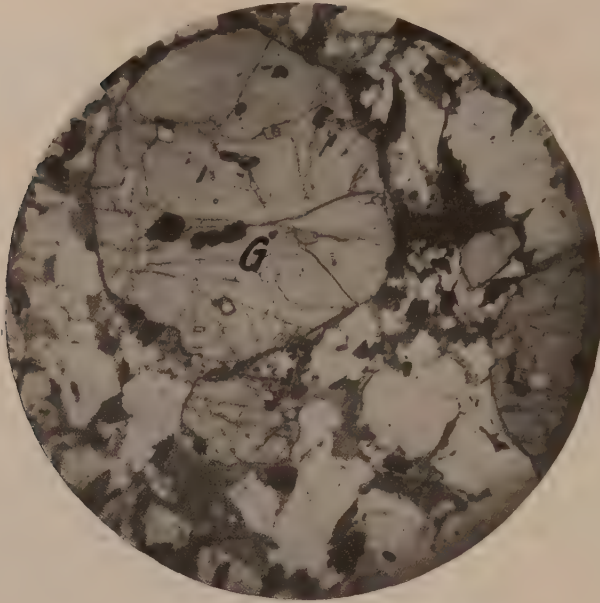


Fig. 84. Dünnschliff eines Gneises (erratisch in Königswartha, Sachsen) mit achtseitig gerundeten Granatkristallen (G), die wegen ihrer hohen Lichtbrechung deutlich aus den übrigen Gesteinsgemengteilen herauszutreten scheinen. Sie sind von ziemlich unregelmäßigen Sprüngen durchzogen (schlechte Spaltbarkeit) und beherbergen mancherlei Einschlüsse. Vergr. 30fach.

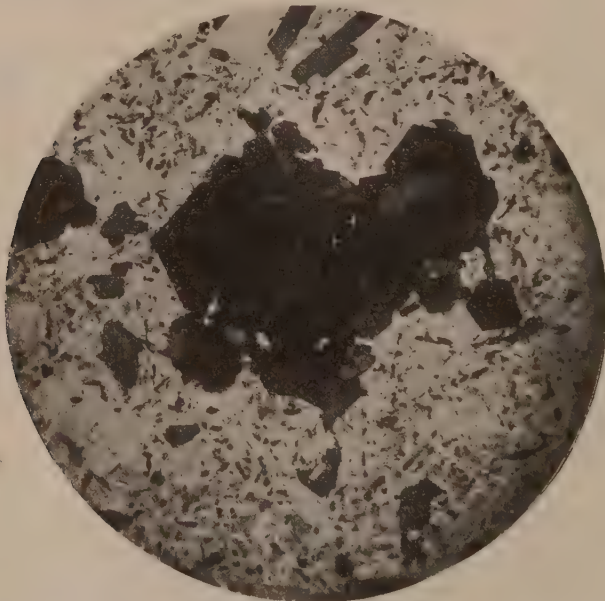


Fig. 85. Phonolith, Kaiserstuhl, mit sechseckig umgrenzten, zonarstruierten, dunklen Melanitkristallen. 40fache Vergr.

Sodalithgruppe. Kubisch

Hauptminerale und ihre normale Zusammensetzung:

Sodalith $[\text{SiO}_4]_3 \frac{\text{Al}_3}{\text{Na}_3} \cdot \text{NaCl}$. Farblos, grau, grünlich, gelblich, weiß, bläulich, hellrot.

Hauyn $[\text{SiO}_4]_3 \frac{\text{Al}_3}{\text{Na}_3} \cdot (\text{Na}_2, \text{Ca})\text{SO}_4$. Blau, grünlichblau, spargelgrün, rot, gelb.

Nosean $[\text{SiO}_4]_3 \frac{\text{Al}_3}{\text{Na}_3} \cdot \text{Na}_2\text{SO}_4$. Grau, aschgrau, bräunlich, bläulich.

Lasurit (Lasurstein), oft charakterisiert durch $[\text{SiO}_4]_3 \frac{\text{Al}_3}{\text{Na}_3} \cdot \text{Na}_2\text{S}_3$. Himmelsblau, berlinerblau, violettblau, grünlichblau.

Die verschiedenen künstlichen Ultramarine zeigen im wechselnden Verhältnis Na_2S , NaS oder NaS_2 an das Nephelinmolekül angelagert.

Kennzeichen: Farbe etwas variabel, wie oben vermerkt. Gutgeformte Einzelkristalle oder Aggregate und dichte Massen bildend. Spaltbarkeit nicht sehr gut nach $\langle 110 \rangle$; Bruch sonst muschelig, uneben. Spröde. Glasig bis etwas fettiger Glanz. Härte 5—6. Spezifisches Gewicht 2,1—2,5.

Spezielle Eigenschaften (Farbe und Zusammensetzung siehe oben): Oft sind die natürlichen Kristalle sowohl Cl- wie SO_4 - oder S-haltig. CO_2 und H_2O lassen sich häufig mitbestimmen. Die nachstehenden Daten beziehen sich daher nicht auf ganz reine Endglieder.

	Dichte	Brechungs- indizes (Na-Licht)	Härte	
Sodalith	2,2 — 2,4	1,483	$5\frac{1}{2}$ —6	selten optisch anomal
Hauyn	2,3 — 2,5	1,496	5 — 6	hie und da optisch anomal
Nosean	2,25—2,45	1,495	5 — 6	oft reichlich Einschlüsse
Lasurit	ca. 2,4	1,500	5 — $5\frac{1}{2}$	wenn frisch, stets völlig isotrop.

Morphologische Verhältnisse: Aus Ätzfiguren an Sodalith wurde geschlossen, daß dieses Mineral der hemimorphen Klasse des kubischen Systems angehöre. Die Formenentwicklung (Fig. 81, M—P) bei allen Mineralien dieser Gruppe ist jedoch von durchaus holoeidrischem Charakter. Herrschende Kristallform ist das Rhombendodekaeder. Dazu tritt nicht selten $\langle 211 \rangle$. Außerdem wurden beobachtet: $\langle 210 \rangle$, $\langle 100 \rangle$, $\langle 111 \rangle$, $\langle 411 \rangle$, $\langle 321 \rangle$, sowie vereinzelt $\langle 311 \rangle$, $\langle 331 \rangle$. Oktaeder und Würfel sind relativ selten habitusbestimmend. Verzernte Ausbildungen und rundlich korrodierte Formen sind häufig.

Charakteristisch für manche Vorkommen sind Zwillinge nach (111). Die Penetrationszwillinge dieser Art sind gerne nach der gemeinsamen Trigyre säulig entwickelt.

Auch polysynthetische Verzwillingung läßt sich konstatieren. Der Lasurit tritt fast nur in derben Aggregaten, ohne gute Kristallbegrenzung auf.

Alles in allem ist zweifellos morphologische Verwandtschaft mit der Granatgruppe im engeren Sinne vorhanden, doch treten die [110]-Zonen hier etwas mehr in den Vordergrund.

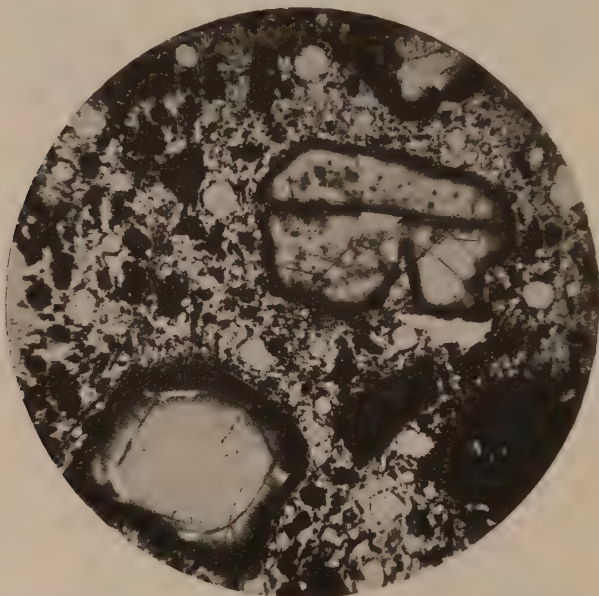


Fig. 86. Leucitophyr von Rieden (Eifel) mit großen Querschnitten von *Nosean* (dunkler Rand, herrührend von einem Netzwerk regelmäßig eingelagerter Kristallnadelchen). Die Umrisse stehen mit dem $\langle 110 \rangle$ -Habitus der Kristalle in klarem Zusammenhang. Die Einbuchtung des großen Kristalls in der Mitte ist durch magmatische Resorption bedingt. — Die kleinen, hellen, rundlichen Kriställchen sind Leucitquerschnitte (Deltoidikositetraeder). 30fache Vergr.

Chemische Verhältnisse und Entstehung: Die Doppelsalze sind, mindestens zum Teil, miteinander mischbar. An das Silikatmolekül lassen sich künstlich auch andere Salze addieren. Es besteht übrigens in der Natur eine zweite Reihe ähnlicher Doppelsalze von hexagonaler Kristallform. Davyn (in der Hauptsache $[\text{SiO}_4]_3 \frac{\text{Al}_3}{\text{Na}_3} \cdot \text{CaCl}_2$ oder Anlagerung von NaCl und Na_2SO_4) und Cancrinit (in der Hauptsache $[\text{SiO}_4]_3 \frac{\text{Al}_3}{\text{Na}_3} \cdot (\text{Ca}, \text{Na}_2)\text{CO}_3$) sind deren Hauptvertreter.

Sodalith, Nosean (Fig. 86) und Hauyn sind typische Eruptivgesteinsminerale; besonders gerne finden sie sich gewissermaßen als Vertreter der Feldspäte und des Nephelins in alkalireichen Erzgußgesteinen. Der Lasurit (Lasurstein, Lapis Lazuli) ist ein Kontaktmineral in Kalksteinen. Hier bildet er mit Pyrit, Calcit, Diopsid, Grammatit dichte Aggregate. Der blaue Lasurit ist natürliches Ultramarin. Sodalith, Nosean und Hauyn werden relativ leicht in Zeolithe oder Kaolin umgewandelt.

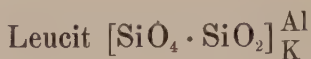
Herrscht in der Sodalithgruppe unter den Wachstumsformen das Rhombendodekaeder vor, so dominiert bei den Mineralien Analcim und Leucit das Deltoidikositetraeder $\langle 211 \rangle$.

Analcim $[\text{SiO}_4 \cdot \text{SiO}_2]_{\text{Na}}^{\text{Al}} \cdot \text{H}_2\text{O}$. Kubisch holoeidrisch

Spezielle Kennzeichen: Die ikositetraedrischen oder hexaedrischen, spröden Kristalle sind farblos, weiß, grau oder (relativ häufig) fleischrot. Eine schlechte Spaltbarkeit geht parallel $\langle 100 \rangle$. Der Bruch ist muschelig, der Glanz glasig. Härte $5-5\frac{1}{2}$. Spezifisches Gewicht $= 2,22-2,29$. Die Lichtbrechung ist niedrig: n für Na-Licht $= 1,4874$. Häufig ist anomale Doppelbrechung vorhanden, verursacht durch Spannungen infolge Wasserverlust oder isomorphen Beimischungen.

Spezielle Morphologie: Zwei Hauptausbildungsweisen (Fig. 81, S, T) können unterschieden werden. 1. Die deltoikositetraedrische, mit $\langle 211 \rangle$ als habitusbestimmender oder einziger Form und 2. die hexaedrische mit dem Würfel als Hauptform und $\langle 211 \rangle$ oder $\langle 332 \rangle$ an Stelle der Ecken. Daneben wurden beobachtet $\langle 111 \rangle$, $\langle 210 \rangle$ und sehr flache, den Würfel vizinal ersetzende Deltoidikositetraeder. In Drusen ist dieses Mineral meist sehr gut kristallisiert, doch treten auch körnige Massen auf.

Chemische Verhältnisse und Vorkommen: Gegenüber der oben vermerkten Formel ist oft etwas höherer SiO_2 - und H_2O -Gehalt vorhanden. Kleine Mengen von CaO , K_2O , Fe_2O_3 (rote Farbe durch Hämatitausscheidung!) wurden hie und da konstatiert. Analcim findet sich pseudomorph nach Nephelin und Leucit und ist seinerseits etwa in Prehnit, Kalifeldspat oder Glimmer umgewandelt. Das Mineral ist Gemengteil von Ergußgesteinen, findet sich jedoch besonders gerne mit anderen hydrothermal gebildeten Mineralien in Mandeln und Drusen von relativ Na-reichen Eruptivgesteinen. Öfters wurde es mit dem im folgenden charakterisierten Mineral Leucit verwechselt.



Bei gewöhnlicher Temperatur nur pseudokubisch

Spezielle Kennzeichen: Die isometrisch ausgebildeten, weißen, aschgrauen, rauchgrauen, selten farblosen Kristalle zeigen stets scheinbar kubische Ausbildung. Sie sind durchsichtig bis undurchsichtig. Bei einer sehr unvollkommenen Spaltbarkeit oder Gleitflächenbildung nach



Fig. 87. Dünnschliffbild eines Leucitkristalls $\parallel \langle 100 \rangle$, zwischen gekreuzten Nicols. 30fache Vergr. Der Kristall ist aus feinsten, doppelbrechenden Lamellen aufgebaut; diese verschwinden, sobald der Kristall die Umwandlungstemperatur von ca. 620° erreicht hat.

$\langle 110 \rangle$ ist der Bruch muschelrig. Spröde. Spezifisches Gewicht 2,46 oder etwas höher. Härte $5\frac{1}{2}$ —6. Spezifische Wärme zwischen 10 — $100^\circ = 0,18$ — $0,19$.

Besondere Eigenschaften: Die scheinbar kubischen Kristalle erweisen sich mit Hilfe des Polarisationsmikroskopes als zusammengesetzt (Fig. 87). Sehr schwach doppelbrechende Einzelindividuen sind derart verzwilligt, daß ein Sammelindividuum von kubischen Umrissen entsteht. Bei genaueren Messungen läßt sich auch zeigen, daß die Winkel der pseudokubischen Flächen nicht genau mit der kubischen Metrik übereinstimmen. Erhitzt man Leucit, so ändern sich diese Winkel, die Doppelbrechung der Lamellen verringert sich. Bei 620° (Druck = 1 Atmo-

sphäre) wird Leucit wirklich kubisch und isotrop. Beim nachherigen Abkühlen unter 620° treten Lamellenbildung und Doppelbrechung wieder auf. Leucit weist somit bei 620° eine α — β -Umwandlung (siehe „Allgemeine Mineralogie“, Seite 531) auf. α -Leucit schmilzt erst oberhalb 1800° .

Die mittlere Lichtbrechung für Na-Licht beträgt bei gewöhnlicher Temperatur 1,509. Die Doppelbrechung ist nicht größer als 0,001. Unterkühltes Leucitglas besitzt nur ein n von 1,490. Sehr oft sind die Leucite reich an Einschlüssen von Glas, Magnetit, Spinell, Augit, Olivin, Apatit usw., wobei eine zonare Anordnung derselben vorherrscht.

Spezielle Morphologie: Die pseudokubischen Sammelindividuen (Fig 81, Q, R) sind weit vorwiegend einfache Deltoidikositetraeder (211). Zwillingsartige Verwachsungen und Streifungen deuten auf die niedrigere Symmetrie hin. Würfel und Rhombendodekaeder sind untergeordnete Formen. Im übrigen ist Leucit formenarm.

Chemische Verhältnisse und Vorkommen: Manche Leucite enthalten Na. Das Eruptivgesteinsmineral ist gerne in Analcim oder Feldspat + Nephelin (sogenannter Pseudoleucit) oder Muskowit oder Kaolin umgewandelt. Es findet sich zur Seltenheit selbst pseudomorph nach Nephelin. Augit, Olivin, Melilith, auch Feldspäte sind Hauptbegleiter.

Hat schon das zuletzt besprochene Beispiel gezeigt, daß auch (wenigstens bei gewöhnlicher Temperatur) nur pseudokubische Mineralien dem Rhombendodekaedertypus angehören können, so soll der nächste Abschnitt mit einer Gruppe deutlich rhomboedrisch paramorpher Mineralien bekannt machen, deren morphologische Verhältnisse es rechtfertigen, daß man sie zum deformierten Granattypus rechnet.

Phenakitgruppe $[\text{SiO}_4]\text{R}^{\text{II}}_2$. Rhomboedrisch paramorph

Hauptmineralien und ihre speziellen Kennzeichen:

Härte spez. Gew.

$[\text{SiO}_4]\text{Be}_2$ Phenakit, farblos, gelblich, hellrosa, grünlich 7—8 2,96—3,0
 $[\text{SiO}_4]\text{Zn}_2$ Willemite, farblos, grünl., grau, braun, bläulich 5—6 3,9 —4,18
 $[\text{SiO}_4](\text{Zn}, \text{Mn})_2$ Troostit, oft rot oder grün, ähnlich Willemite, in dem manchmal etwas Zn durch Fe ersetzt ist. Härte um 6, spezifisches Gewicht 3,89—4,29.

Bruch uneben bis muschelig. Spaltbarkeit des Willemites deutlich nach der Basis, undeutlich nach dem Prisma; bei Phenakit nicht sehr

deutliche Spaltbarkeit nach dem hexagonalen Prisma zweiter Stellung, sehr unvollkommene Spaltbarkeit nach dem Einheitsrhomboeder der gewöhnlichen Aufstellung und eventuell nach der Basis.

Physikalische Verhältnisse:

	ϵ_{Na}	ω_{Na}	$\epsilon - \omega$	
Phenakit	1,670	1,654	0,016	öfters schwach pleochroitisch. Lichtbrechung auch höher.
Willemitt	{ 1,723 1,712	{ 1,694 1,693	{ 0,029 0,019.	

Sowohl Phenakit als Troostit sind thermisch positiv. Das Verhältnis $a:c$ der Hauptachsen des Isothermenellipsoides (vergl. „Allgemeine Mineralogie“, Seite 332) ist 0,93 bei Phenakit und 0,85 bei Troostit.

Der lineare Ausdehnungskoeffizient bei 40° ist für Phenakit $= 379 \cdot 10^{-8} \parallel c$, bezw. $= 299 \cdot 10^{-8} \perp c$.

Spezielle Morphologie: Es seien zunächst die Daten für die gewöhnlich benutzte Aufstellung dieser typisch rhomboedrisch paramorphen Mineralien zusammengestellt.

	$a:c$	$\angle (10\bar{1}1)/(\bar{1}101)$	$\angle (10\bar{1}1)/(0001)$
Phenakit	1:0,6611 (<i>Kokscharow</i>)	$63^\circ 24'$	$37^\circ 21'$
Willemitt	1:0,6775 (<i>Dana</i>)	$64^\circ 30'$	$38^\circ 2'$

Der Habitus der Kristalle ist nun ein derartiger, daß die Kombination von Prisma zweiter Stellung mit positivem Einheitsrhomboeder sehr an ein Rhombendodekaeder erinnert. Auch die Winkelverhältnisse sind von den kubischen wenig verschieden. Der Rhomboederwinkel ist statt 60° ca. 64° . Es scheint somit, als ob ein nach einer Trigyre deformiertes Rhombendodekaeder Grundform der Phenakitgruppe ist.

Zweckmäßiger wäre es, Richtigkeit dieser Annahme vorausgesetzt, wenn man c doppelt so groß wählen würde und positiv und negativ für die Rhomboeder erster Stellung vertauschte. Durch eine derartige Transformation geht $\langle 10\bar{1}1 \rangle$ in $\langle 01\bar{1}2 \rangle$ über, das heißt in die Form, welche mit $\langle 11\bar{2}0 \rangle$ nach der gewöhnlichen Umrechnung zum deformierten pseudokubischen Rhombendodekaeder wird. Wir wollen die hexagonalen Indizes jedoch auf die oben definierte, übliche Aufstellung beziehen und direkt die dreigliedrigen pseudokubischen Symbole für eine Transformation angeben, bei der $\langle 11\bar{2}0 \rangle$ und $\langle 10\bar{1}1 \rangle$ zu $\langle 110 \rangle$ werden. Ist (hkl) das viergliedrige Symbol irgendeiner Fläche vor der Transformation und (pqr) das dreigliedrige Symbol derselben Fläche nach der Transformation, so gelten die Gleichungen:

$$p = h - k + 2l, \quad q = k - i + 2l, \quad r = i - h + 2l.$$

h, k, i und l sind in diesen Formeln mit ihren individuellen Vorzeichen zu nehmen. Es genügt, wenn wir das Mineral Phenakit etwas näher betrachten. In der ungefähren Reihenfolge der Häufigkeit sind die wichtigsten Formen von Phenakit die folgenden:

	Gewöhnliche Aufstellung, hexagonale Indizes	Pseudokubische Aufstellung, rhomboedrische Indizes		Gewöhnliche Aufstellung, hexagonale Indizes	Pseudokubische Aufstellung, rhomboedrische Indizes	
a	$\langle 11\bar{2}0 \rangle$	$\langle 01\bar{1} \rangle$	Hauptformen	λ	$\langle 31\bar{4}2 \rangle$	$\langle 23\bar{1} \rangle$
R	$\langle 10\bar{1}1 \rangle$	$\langle 110 \rangle$		σ	$\langle 32\bar{5}1 \rangle$	$\langle 13\bar{2} \rangle$
d	$\langle 01\bar{1}2 \rangle$	$\langle 121 \rangle$		k	$\langle 41\bar{5}0 \rangle$	$\langle 12\bar{3} \rangle$
g	$\langle 10\bar{1}0 \rangle$	$\langle 11\bar{2} \rangle$		o	$\langle 22\bar{4}3 \rangle$	$\langle 120 \rangle$
s	$\langle 21\bar{3}1 \rangle$	$\langle 12\bar{1} \rangle$		ξ	$\langle 13\bar{4}1 \rangle$	$\langle 03\bar{1} \rangle$
x	$\langle 12\bar{3}2 \rangle$	$\langle 130 \rangle$		ν	$\langle 21\bar{3}4 \rangle$	$\langle 341 \rangle$
r	$\langle 01\bar{1}1 \rangle$	$\langle 141 \rangle$		z	$\langle 13\bar{4}4 \rangle$	$\langle 251 \rangle$
b	$\langle 11\bar{2}3 \rangle$	$\langle 231 \rangle$		ϑ	$\langle 14\bar{5}6 \rangle$	$\langle 372 \rangle$

Es wurden auch u. a. beobachtet $\langle 02\bar{2}1 \rangle = \langle 010 \rangle$, $\langle 32\bar{5}4 \rangle = \langle 350 \rangle$, $\langle 23\bar{5}2 \rangle = \langle 141 \rangle$, $\langle 16\bar{5}5 \rangle = \langle 172 \rangle$, ferner Vizinalen, die in rhomboedrischer Symbolisierung $\langle 58\bar{3} \rangle$, $\langle 59\bar{4} \rangle$, $\langle 5 \cdot 11 \cdot 6 \rangle$ nahe stehen. Die Dreiecksprojektion dieser Formen ist in Figur 88 gezeichnet. Man erkennt, daß nach dieser Auffassung die Zonen $[111]$ und $[1\bar{1}1]$ neben Zonen des kubischen Komplexes $[311]$ und $[211]$ Hauptzonen sind. Auch ist deutlich ersichtlich, daß die jeweiligen kubisch zusammengehörigen einfacheren Formen fast vollständig entwickelt sind. Das Bild würde in dieser Hinsicht noch überzeugender, wenn überall Rechts- und Linksformen der Rhomboeder 3. Stellung eingetragen wären. In Wirklichkeit kann man bis jetzt diese beiden (da sie beim Umdrehen des Kristalles um eine horizontale Achse sich vertauschen) nicht voneinander unterscheiden. Dadurch, daß nach dieser Aufstellung die kubischen Komplexe $\langle 110 \rangle$ und $\langle 211 \rangle$ Hauptformen sind und am nächst vollständigsten $\langle 231 \rangle$ entwickelt scheint, ergibt sich eine deutliche Analogie mit den morphologischen Verhältnissen der Granatgruppe. Es müssen ähnliche Bindungsrichtungen eine wichtige Rolle spielen. Die nicht sehr ausgezeichneten Spaltbarkeiten laufen $\langle 10\bar{1} \rangle$, $\langle 110 \rangle$ und $\langle 111 \rangle$ parallel.

Der Habitus der Phenakitkristalle (Fig. 89) ist ein außerordentlich variabler. Pseudorhombendodekaedrische Ausbildung, linsenförmige Ausbildung durch Zurücktretten des hexagonalen Prismas, säulige Ausbildung durch Vorherrschen eines der Prismen sind besonders häufig. Vorherrschende Formen sind insbesondere: $\langle 11\bar{2}0 \rangle = \langle 01\bar{1} \rangle$, $\langle 01\bar{1}2 \rangle = \langle 121 \rangle$, $\langle 10\bar{1}1 \rangle = \langle 110 \rangle$, $\langle 21\bar{3}1 \rangle = \langle 12\bar{1} \rangle$, $\langle 12\bar{3}2 \rangle = \langle 130 \rangle$, seltener auch $\langle 10\bar{1}0 \rangle = \langle 11\bar{2} \rangle$. Durch Zwillingsbildung mit paralleler Hauptachse (d. h. in der neuen pseudokubischen Aufstellung nach dem Spinellgesetz) komplizieren sich die Verhältnisse. Die Zonen der Pseudooktaedernormalen treten als Richtungen von Kombinationskanten an den meisten Kristallen sehr deutlich hervor. Streifungen auf R und oszillatorische Flächenentwicklungen gehen ihnen parallel. Auch die Prismen sind etwa vertikal gestreift. Daneben treten auf diesen Prismen federartige, kanellierte Skulpturen auf, von noch nicht näher bestimmter Richtung. Auf $\langle 12\bar{3}2 \rangle = \langle 130 \rangle$ wurden Streifungen beobachtet, die einer der kubisch symbolisierten $[132]$ -Zone ungefähr parallel zu gehen scheinen.

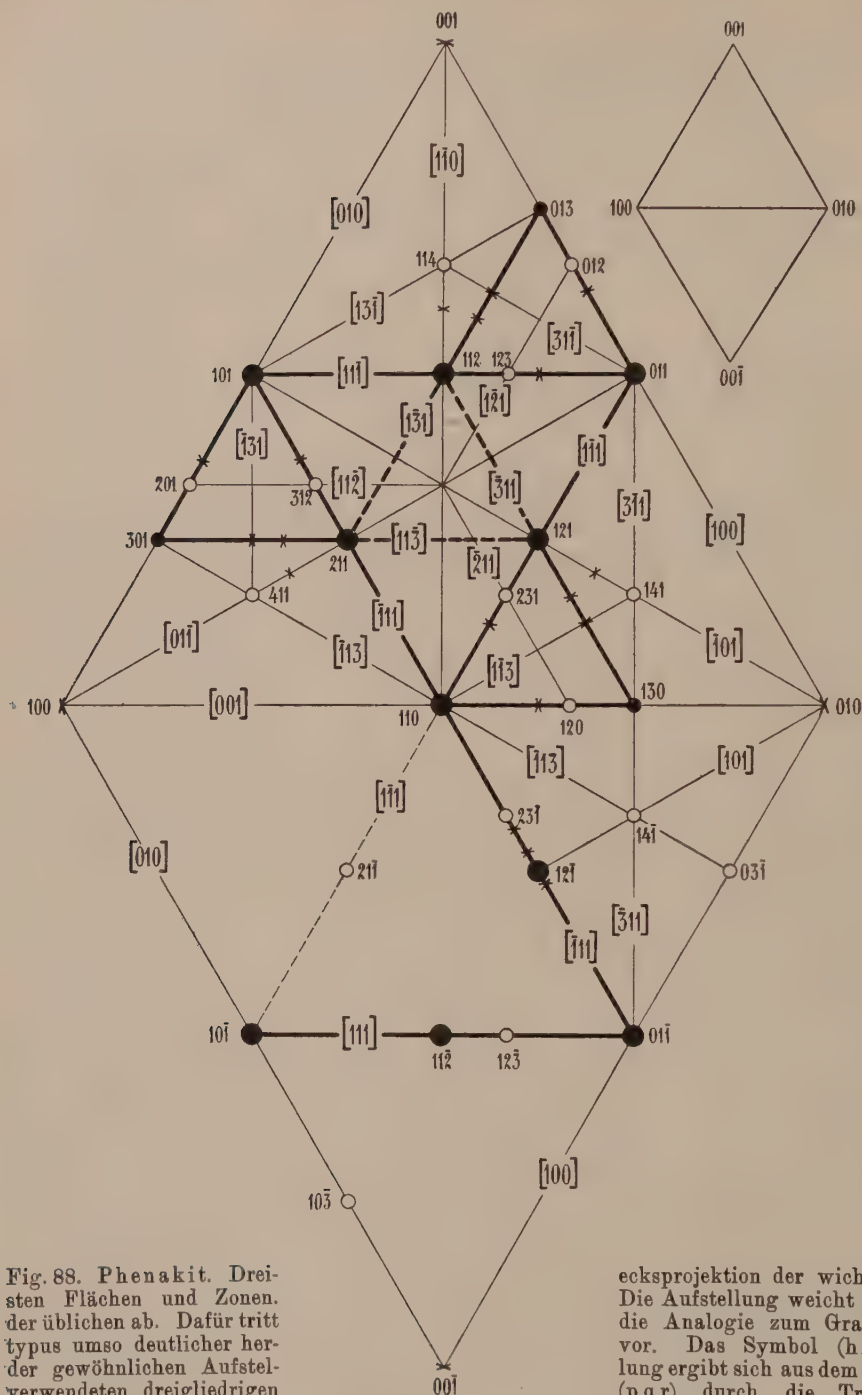


Fig. 88. Phenakit. Dreisten Flächen und Zonen, der üblichen ab. Dafür tritt typus umso deutlicher her, der gewöhnlichen Aufstellung verwendeten dreigliedrigen

formation: $h = p - r$, $k = q - p$, $i = r - q$, $l = \frac{p + q + r}{2}$.

Dem kubischen System gegenüber erscheint Phenakit nach einer Trigyre gestreckt. Das nicht deformierte Projektionsdreieck 100, 010, 001 hat daher zwei Schenkel, die kürzer sind als die des Basisdreiecks.

ecksprojektion der wichtig-
Die Aufstellung weicht von
die Analogie zum Granat-
vor. Das Symbol (hkil)
lung ergibt sich aus dem hier
(p q r) durch die Trans-

Vorkommen: Willemit findet sich auf Zinkerzlagernstätten. Phenakit tritt in pneumatolytisch bis hydrothermal gebildeten Drusen von Tiefengesteinen und Pegmatiten auf, zusammen mit Beryll, Quarz, Feldspat, Hämatit, Apatit usw.

Mit den Mineralien der Phenakitgruppe wird im allgemeinen ein weiteres Silikat von rhomboedrisch paramorpher Symmetrie zusammengestellt, der Dioplas. Sehen wir zunächst von den Winkelverhältnissen

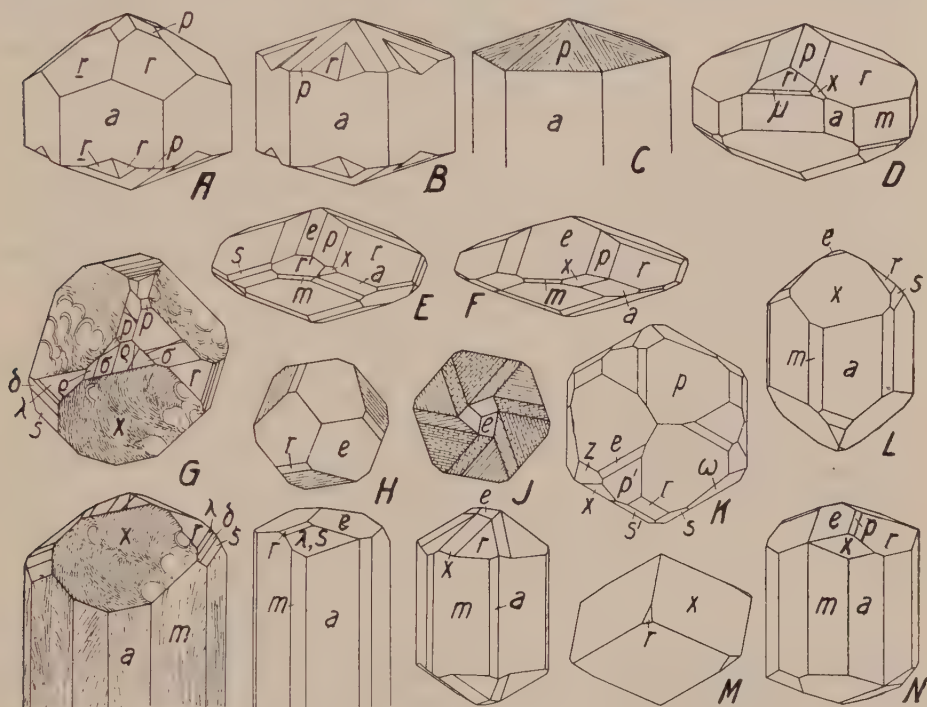


Fig. 89. Habitusbilder von Phenakit. $m\{10\bar{1}0\}$, $a\{11\bar{2}0\}$, $r\{10\bar{1}1\}$, $\mu\{02\bar{2}1\}$, $r'\{01\bar{1}1\}$, $e\{011\bar{2}\}$, $p\{11\bar{2}3\}$, $x\{12\bar{3}2\}$, $z\{13\bar{4}4\}$, $\omega\{23\bar{5}2\}$, $s\{21\bar{3}1\}$, $\lambda\{31\bar{4}2\}$. Der Phenakit ist ausgezeichnet durch den stark wechselnden Habitus. Linsige (E, F), rhomboedrische (M), kurzsäulige (D), prismatische (N), ja nadelige (H) Kristalle sind bekannt. a ist gewöhnlich stärker entwickelt als m . Umgekehrtes Verhalten zeigen J und D. A, B, C (Framont) sind Zwillinge mit scheinbar hexagonalem Bau. B geht bei feinerer Ausbildung in C über. Rhomboeder dritter Stellung erscheinen an D, E, F (Ilmengebirge). Bei G (Reckingen), L (Mt. Antero), besonders aber bei M (Galenstock) wird das Rhomboeder dritter Stellung zur wichtigsten Form. G ist durch mannigfaltige Vizinalen bekannt. So ersetzen ρ und σ z. B. e . Die Zone $e:r:a$ ist auch bei H (Muttbach, Rhonegletscher) flächenreich. λ und s bilden zusammen eine Scheinfläche. Solche Scheinflächen sind namentlich an J (Galenstock) ausgebildet; die Zwillingbildung von J gemahnt an die Vorkommnisse von Framont. Die flächenreichen Kristalle von Minas Geraes (K) waren um 1910 massenhaft im Handel. Fundort von N ist Pisek, Böhmen.

ab, so ergibt sich in der Tat eine gewisse Analogie in den morphologischen Verhältnissen. Auch für Dioptas ist die Kombination des hexagonalen Prismas zweiter Stellung mit einem Rhomboeder 1. Stellung charakteristisch, und die Zonen der Schnittkanten zwischen beiden Formen sind Hauptentwicklungszonen. Die Winkelverhältnisse des Rhomboeders sind jedoch durchaus andere, das charakteristische Rhomboeder nähert sich eher dem Würfel. Zudem ergibt sich, daß ein flacheres Rhomboeder Spaltform ist, das als Wachstumsform jedoch kaum beobachtet werden kann. Welches Achsenverhältnis man auch dem Dioptas zugrunde legt, immer erhalten einige der auftretenden Wachstumsflächen relativ komplizierte Indizes, während anderseits sehr einfache Formen bis jetzt nicht konstatiert werden konnten. Dabei ist zweifellos, daß der Struktur eine rhomboedrische Translationsgruppe zugrunde liegt. Aber die Struktur muß relativ kompliziert sein, so daß unter den Entstehungsbedingungen des Mineralen an sich einfache Flächen zugunsten geometrisch komplizierterer zurücktreten müssen. Nur mit Vorbehalt können wir daher den Dioptas in erster Linie mit dem pseudokubischen [111]-Typus in Zusammenhang bringen.

Dioptas $[\text{SiO}_4]_{\text{H}_2}^{\text{Cu}}$. Rhomboedrisch paramorph

Spezielle Kennzeichen: Smaragdgrüne oder dunkelgrüne Einzelkristalle, kristalline oder massige Aggregate mit grüner Strichfarbe. Glasglanz. Durchsichtig bis durchscheinend. Bruch muscheliger bis uneben, jedoch deutliche Spaltbarkeit nach einem Rhomboeder mit dem Polkantenwinkel von $54^\circ 5'$. Härte 5. Spezifisches Gewicht 3,3. $\epsilon_{\text{Na}} = 1,697$ bis $1,723$, $\omega_{\text{Na}} = 1,644$ bis $1,667$. Pleochroismus schwach. Die Wärmeleitfähigkeit ist von der Richtung sehr wenig abhängig. Zwischen 19° und 50° ist die spezifische Wärme $c_m = 0,18$.

Spezielle Morphologie: Das durch Rhomboeder dritter Stellung deutlich paramorphe Mineral wird gewöhnlich so aufgestellt, daß das herrschende hexagonale Prisma $\langle 11\bar{2}0 \rangle$ ist und das Spaltungsrhomboeder zu $\langle 10\bar{1}1 \rangle$ wird. Das Achsenverhältnis berechnet sich dann zu $1:0,5342$ (*Breithaupt*). Hauptform, neben dem Prisma zweiter Stellung, ist in diesem Falle $\langle 02\bar{2}1 \rangle$. Die Polkantenwinkel dieses Rhomboeders sind $84^\circ 33\frac{1}{2}'$, nähern sich also rechten Winkeln (Fig. 90).

In pseudokubischer Aufstellung kann man dieses Rhomboeder zu $\langle 100 \rangle$ machen, es würde dann einen schwach deformierten Würfel darstellen. Die diesbezügliche Transformation ist genau die gleiche wie für die Phenakitgruppe. Anderseits ließe sich denken, daß das Spaltungsrhomboeder $\langle 100 \rangle$ ist, oder daß $\langle 02\bar{2}1 \rangle$ und $\langle 11\bar{2}0 \rangle$ zusammen ein Rhombendodekaeder ergeben. In beiden letzteren Fällen würde es sich jedoch um sehr starke Deformationen handeln, und wenn man alle drei Transformationen ausführt, so zeigt es sich, daß tatsächlich die dem Phenakit entsprechende die

relativ einfachsten Symbole liefert. Im nachfolgenden sind die wichtigen Wachstumsformen bezeichnet mit viergliedrigen Symbolen, bezogen auf das Achsenverhältnis $1:0.5342$, und zugleich mit dreigliedrigen nach einer Transformation, wie sie in der Phenakitgruppe benutzt wurde.

Einzig wichtige habitusbestimmende Formen sind: $\langle 11\bar{2}0 \rangle = \langle 011 \rangle$ und $\langle 02\bar{2}1 \rangle = \langle 010 \rangle$. Spaltform ist $\langle 10\bar{1}1 \rangle = \langle 110 \rangle$; diese physikalisch wichtigen Flächen fungieren auch als Zwillings Ebenen. In typisch paramorpher Verteilung finden sich an 6 Kombinationskanten der zwei stets zusammen auftretenden Hauptformen gerne schmale Flächenelemente. Neben den Formen $\langle 1341 \rangle = \langle 031 \rangle$, $\langle 3581 \rangle = \langle 053 \rangle$, $\langle 1783 \rangle = \langle 071 \rangle$ wurden mehrere Vizinalen wie $\langle 1 \cdot 19 \cdot 18 \cdot 10 \rangle = \langle 0 \cdot 19 \cdot 1 \rangle$, $\langle 1 \cdot 17 \cdot 18 \cdot 8 \rangle = \langle 0 \cdot 17 \cdot 1 \rangle$, $\langle 1 \cdot 11 \cdot 12 \cdot 5 \rangle = \langle 0 \cdot 11 \cdot 1 \rangle$, $\langle 7 \cdot 9 \cdot 16 \cdot 1 \rangle = \langle 097 \rangle$, $\langle 1 \cdot 13 \cdot 14 \cdot 6 \rangle = \langle 0 \cdot 13 \cdot 1 \rangle$ konstatiert. Der Zone $[111]$ gehören an: $\langle 21\bar{3}0 \rangle = \langle 145 \rangle$, $\langle 3140 \rangle = \langle 257 \rangle$, $\langle 1780 \rangle = \langle 253 \rangle$. $\langle 2021 \rangle = \langle 221 \rangle$ liegt in Zonen $[110]$; $\langle 21\bar{3}1 \rangle = \langle 121 \rangle$ und $\langle 8 \cdot 2 \cdot 10 \cdot 3 \rangle$

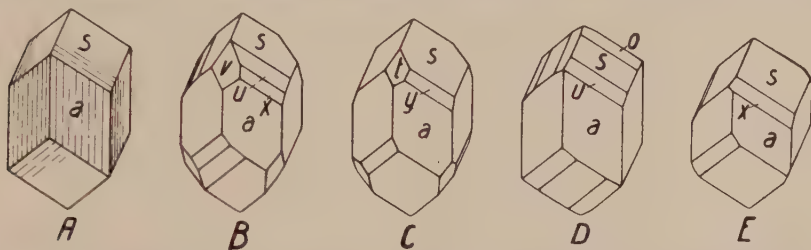


Fig. 90. Habitusbilder von Diophas. $a \langle 11\bar{2}0 \rangle$, $s \langle 02\bar{2}1 \rangle$, $t \langle 21\bar{3}1 \rangle$, $v \langle 8 \cdot 2 \cdot 10 \cdot 3 \rangle$, $x \langle 1341 \rangle$, $y \langle 3581 \rangle$, $u \langle 1 \cdot 17 \cdot 18 \cdot 8 \rangle$, $o \langle 1 \cdot 19 \cdot 18 \cdot 10 \rangle$. Typisch rhomboedrisch paramorphe Kristalle, an denen die Zonen $a:s$ durch mehrere Rhomboeder dritter Stellung ausgezeichnet sind. Bei B, C, E erscheinen sie nur an den Randkanten von s , bei D auch an den Polkanten, wogegen sie sich bei A bloß durch die charakteristische Streifung parallel der Kombinationskante von a und s bemerkbar machen. — Alle Figuren sind nach Kristallen aus der Kirgisensteppe gezeichnet. Als neuerer Fundort ist Tsumeb in S.-W.-Afrika zu nennen.

$= 23\bar{2}$ sind ihrerseits tantozonal mit $\langle 10\bar{1} \rangle$ (Zone $[101]$). Im übrigen seien $\langle 3141 \rangle = \langle 475 \rangle$ und $\langle 1323 \rangle = \langle 2 \cdot 11 \cdot 5 \rangle$ erwähnt. Wichtigste Zonen sind somit $[100]$ und (in zweiter Linie) Teile der kubischen Komplexe $[111]$ und $[110]$. Das Fehlen der deformierten Oktaederflächen, die Bedeutung, welche den Flächen des deformierten Rhombendodekaeders und Würfels zukommt, spricht für verwandtschaftliche Beziehungen zum kubischen Rhombendodekaedertypus. Es müssen jedoch die $[100]$ -Richtungen stärker als gewöhnlich hervortreten. Streifungen, Wölbungen oder Knickungen sind für diese Zonen charakteristisch.

Vorkommen: Diophas findet sich auf Kupfererzlagerstätten oft mit Malachit, Azurit, Cuprit, Hemimorphit, Chrysokoll. Schöne Kristalle wurden auch in Kalksteinen, zusammen mit Calcit gefunden.

Die morphologischen Verhältnisse des Diophas zeigen, was an sich selbstverständlich ist, daß auch vom $[111]$ -Typus der hypokubischen Kristallisation Übergänge zu den anderen kubischen Typen vorhanden

sind. Man wird vermuten, daß in solchen Fällen mehrere der einfachsten Zonenrichtungen miteinander in Wettbewerb treten. An dem strukturell erforschten, kubisch enantiomorphen Cuprit läßt sich dartun, daß besondere Strukturen tatsächlich diesen Effekt haben.

Cuprit (Rotkupfererz) Cu_2O . Kubisch enantiomorph

Spezielle Kennzeichen: Bei halbmimetallischem bis diamantartigem Glanz ist Cuprit meist undurchsichtig, rot bis schwarz gefärbt (das Rot gewöhnlich mit Stich ins Bleigraue). Bräunlichroter bis kirschroter Strich, der beim Ausreiben gelb bis grünlich wird. Spröde. Härte 3—4. Spezi-

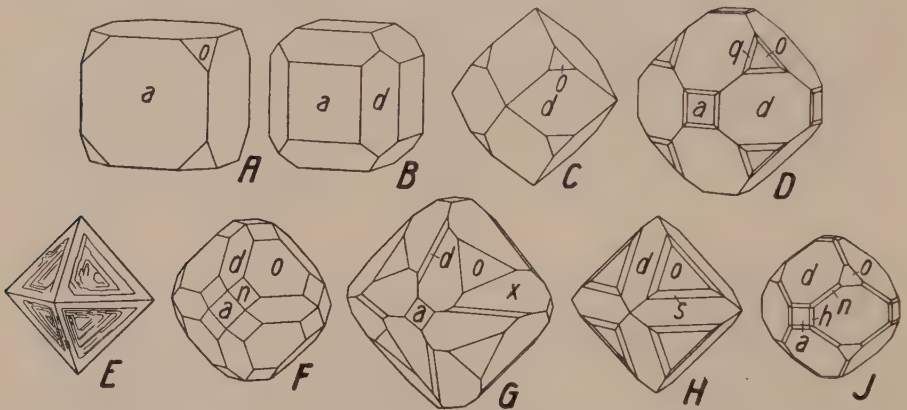


Fig. 14. Cuprit. $a \langle 100 \rangle$, $d \langle 110 \rangle$, $o \langle 111 \rangle$, $h \langle 210 \rangle$, $n \langle 211 \rangle$, $s \langle 221 \rangle$, $q \langle 331 \rangle$, $x \langle 968 \rangle$. A, B, C (Gouvern. Perm), D und J (Cornwall) zeigen Übergangsstadien von würfeligem zu rhombendodekaedrischem Habitus. Die übrigen vier Figuren (E, Chessy; F, H, Ural; G, Cornwall) haben mehr oktaedrisches Aussehen. Die Zugehörigkeit zur enantiomorphen Hemiedrie ist einzig aus G zu entnehmen, wo das Pentagonikositetraeder erscheint. E ist ein sogen. „abgemagerter“, „eingefallener“ Kristall, bedingt durch vorwiegendes „Kantenwachstum“. Die $[110]$ -Zonen treten an diesen Bildern schön als Hauptzonen hervor. Auch die Nebenzonen $[111]$ und $[100]$ lassen sich leicht erkennen.

fisches Gewicht 5,7—6,2 (aus röntgenometrischen Daten). Spaltbarkeit ziemlich deutlich nach dem Oktaeder, z. T. auch nach dem Würfel, im übrigen muscheliger, unebener Bruch.

Physikalische Konstanten und Struktur: $n_D = 2,705$. Spezifische Wärme zwischen 17° und $500^\circ = 0,12$. In bezug auf die thermische Dilatation ergibt sich, daß Cuprit ein Dichtemaximum besitzt. Er dehnt sich von 0° ab beim Abkühlen stetig aus, zuerst nur wenig, dann aber sehr beträchtlich. Bei 40°C ist der Ausdehnungskoeffizient in geringem Maße positiv, $\alpha_{40} = 93 \cdot 10^{-6}$. Der Schmelzpunkt von Cu_2O bei Atmosphärendruck liegt bei $t = 1235^\circ$. Die Schwerpunkte der Cu-Atome bilden allseitig flächenzentrierte kubische Gitter mit der Kantenlänge des Elementarwürfels = 4,26 Å. E. Den Schwerpunkten der O-Atome kommen in einem dieser flächenzentrierten Würfel die Lagen $\left[\frac{1}{4} \frac{1}{4} \frac{1}{4} \right]$ und $\left[\frac{3}{4} \frac{3}{4} \frac{3}{4} \right]$ zu (vergl. „Allgemeine Mineralogie“, Fig. 519, Seite 620). Die kürzesten Verbindungslinien zwischen den

Cu-Schwerpunkten haben die Richtung der Rhombendodekaedernormalen $[\bar{1}10]$ usw. In Richtung je einer der Oktaedernormalen $[111]$ ist jedes Cu-Atom im Abstand 1,85 Å. E. zentrosymmetrisch von zwei O-Atomen umgeben, ebenfalls in Richtung der $[111]$ -Zonen jedes O-Atom tetraedrisch von vier Cu-Atomen. Die $[110]$ - und $[111]$ -Richtungen sind somit die strukturellen Hauptrichtungen. In bezug auf Belastung und Abstandsverhältnisse lassen sich drei Ebenentypen unterscheiden.

1. Wenn alle Indizes ungerade sind, folgen auf stark belastete Cu-Ebenen in $\frac{1}{4}$ und $\frac{3}{4}$ ihres Abstandes schwach belastete O-Ebenen.

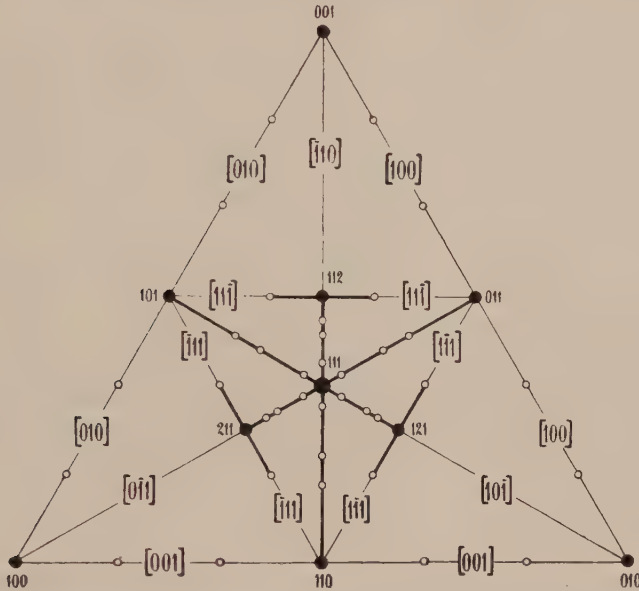


Fig. 92. Dreiecksprojektion von Cuprit. Es sind keine $\{hkl\}$ -Flächen eingetragen. Der enantiomorph-hemiedrische Symmetriecharakter kommt daher nicht zur Geltung.

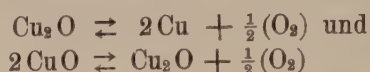
2. Sind gemischte Indizes vorhanden und zwar so, daß die Summe der Indizes ungerade bleibt, so werden die Cu-Ebenen in der Hälfte unterteilt durch Sauerstoffebenen.
3. Sind gemischte Indizes vorhanden bei gerader Indizesumme, so folgen auf Massenebenen, die sowohl Cu- wie O-Schwerpunkte enthalten, solche, die nur Cu-Schwerpunkte aufweisen.

Spezielle Morphologie: Die Cupritkristalle (Fig. 91) treten meist in Oktaedern, seltener in Würfeln oder Rhombendodekaedern auf. Derbe Vorkommnisse, gestrickte Formen, nach [001]-haarförmige Kristalle (Chalkotrichit) sind nicht selten.

Neben den drei Hauptformen ist $\langle 211 \rangle$ am häufigsten entwickelt, dann folgt $\langle 221 \rangle$. Die im ganzen beobachteten Wachstumsformen: $\langle 111 \rangle$, $\langle 133 \rangle$, $\langle 335 \rangle$, $\langle 27 \cdot 27 \cdot 1 \rangle$, $\langle 100 \rangle$, $\langle 120 \rangle$, $\langle 122 \rangle$, $\langle 223 \rangle$, $\langle 665 \rangle$, $\langle 689 \rangle$; $\langle 110 \rangle$, $\langle 150 \rangle$, $\langle 112 \rangle$, $\langle 123 \rangle$, $\langle 685 \rangle$ liegen mit Ausnahme der Tetrakishexaeder in dem durch die $[111]$ -Zonen umschlossenen Feld in der Nähe der Oktaederfläche (Fig. 92). Hauptzonen sind die Zonen $[110]$, Neben-zonen sind $[111]$ und $[100]$. Es treten somit hier, wie die Struktur erwarten läßt, die Zonen $[111]$ etwas zurück. Daß aber neben $\langle 111 \rangle$, $\langle 110 \rangle$ und $\langle 100 \rangle$ die Form $\langle 211 \rangle$

die wichtigste ist, zeigt wieder die Verwandtschaft mit dem [111]-Typus (siehe auch Fig. 78). Enantiomorph erscheinende Formenentwicklung wurde beobachtet, doch sind die Ätzfiguren von holodrischem Charakter. Parallelverwachsungen mit gediegen Kupfer wurden konstatiert.

Chemische Verhältnisse und Vorkommen: Gemäß den thermochemisch untersuchten Reaktionen:



findet man Pseudomorphosen von Cuprit nach gediegen Kupfer, ebenso wie von gediegen Kupfer und Tenorit (CuO) nach Cuprit. Die Cu-Atomschwerpunkte bilden in Cu, Cu_2O und CuO kubische oder pseudokubische, flächenzentrierte Gitter. Die Volumina der Würfel, beziehungsweise Pseudowürfel lauten (in 10^{-24} cm^3)

Cu_4	$2(\text{Cu}_2\text{O})$	$4(\text{CuO})$
46,97	77,32	80,97.

Es sind deshalb die Pseudomorphosen von gediegen Kupfer nach Cuprit oft löcherig und feinporös (Volumkontraktion).

Cuprit findet sich in der Verwitterungszone von Kupfererzlagern, er selbst wird öfters in Malachit umgewandelt, mit dem er zusammen auftritt. Das Gemenge von Limonit und erdigem Rotkupfererz heißt Ziegelerz.

B. Mineralien vom tetragonalen und hypotetragonalen Typus

Für den hypokubischen Typus ist charakteristisch, daß weder eine singuläre Zone noch eine singuläre Ebenenlage morphologisch hervortritt. Der mehrfachen Wiederholung wichtiger Bindungsrichtungen im Raum entspricht eine mehr oder weniger isometrische zonale Entwicklung. Die Spaltkörper sind in der Hauptsache geschlossen. Immer läßt sich den zugehörigen Kristallarten ein Achsenkreuz zuordnen, das entweder genau oder wenig deformiert kubisch ist ($\alpha = \beta = \gamma = 90^\circ$; $a = b = c$). Darauf bezogen erhalten die Wachstumsformen relativ einfache Symbole. Eine dem kubischen Typus fremde morphologische Entwicklung wird einsetzen, wenn in bezug auf die Bindungsrichtungen eine Ebene oder eine Zone vor allen andern ausgezeichnet ist. Da unzweifelhaft die Kristallwelt durch das Symmetrieprinzip beherrscht wird, läßt sich voraussehen, daß es Kristalle gibt, bei denen trotz bevorzugter singulärer Elemente ein erheblicher Teil der kubischen Symmetrie erhalten geblieben ist. Nun ist das tetragonale Kristallsystem bereits durch eine einzigartige Zone, die Zone der c-Achse, und durch eine einzigartige Ebenenlage, die der Basisfläche, gekennzeichnet. Es ermöglicht somit Entwicklungen, wie sie eben genannt wurden. Von

den drei Tetragyren der kubischen Holoedrie ist im Idealfall eine erhalten, während die zwei anderen durch die Bevorzugung jener ersten Richtung (bezw. der darauf senkrecht stehenden Ebene) verloren gegangen sind. Naturgemäß müssen dann auch die vier Trigyre, bezw. Hexagyroiden verschwunden sein. Es gibt nun in der Tat tetragonale und hypotetragonale Kristallarten, die sich (vom morphologischen Standpunkte aus) am besten miteinander und mit Kristallen des kubischen Typus vergleichen lassen, wenn man die Sonderrolle der Tetragyre-Richtung (bezw. der Richtung der Pseudotetragyre) oder der darauf senkrecht stehenden Ebene in Betracht zieht.

Da uns die Betrachtung des kubischen Kristalltypus mit engen Beziehungen zwischen wichtigen Strukturlinien und zonaler Formenentwicklung bekannt gemacht hat, mag es von Vorteil sein, unter Annahme eines ähnlichen Parallelismus zunächst mutmaßliche Zusammenhänge zwischen Struktur und äußerer Morphologie zu erörtern. Zum mindesten werden sich so für die vergleichende Untersuchung gewisse Gesichtspunkte ergeben. Wir wollen dabei von einfachsten Annahmen ausgehen, obschon wir uns bewußt sein müssen, daß die Wirklichkeit viel komplexere Verhältnisse darbieten wird.

Betrachten wir ein einfaches tetragonales Raumgitter, dann wird in diesem die Ebenenlage (001) in bezug auf die Massenverteilung ganz besonders ausgezeichnet sein, wenn c (Identitätsabstand in Richtung der Tetragyre [001]) viel größer ist als a (Identitätsabstand in Richtung der kristallographischen a_1 - und a_2 -Achse). Ist das Netz auf der Basisfläche zugleich zentriert, so erhöht sich die zugehörige Netzdichte. Fig. 93 möge einen extremen Fall eines Elementarparallelepipedes dieser Art darstellen.

Die Entfernungen a und d der Massenteilchen voneinander sind viel kleiner als die Abstände c . Die den Zusammenhalt des Gitters bedingenden Kräfte besitzen ein vorzugsweise planares Feld. Nur relativ geringe Kräfte können in der c -Richtung wirksam sein, da sie keine größere Annäherung der Teilchen zur Folge haben. Denken wir uns diese letzteren Kräfte überhaupt nicht wirksam, so würde beim Wachstum ein zweidimensionales Diskontinuum entstehen. Wir können über das Verhalten einer durch Fig. 93 charakterisierten Kristallart daher eine Reihe von Aussagen machen.

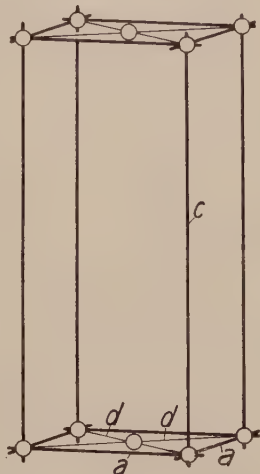


Fig. 93. Das basiszentrierte tetragonale Raumgitter mit $c \gg a$ ist charakteristisch für den tetragonal planaren oder (001)-Typus.

1. Die Hauptkohäsionskräfte oder Bindungskräfte sind in den Ebenen (001) vorhanden, senkrecht zu diesen Massenebenen ist der Zusammenhalt ein lockerer. Spaltbarkeit nach (001) darf daher in erster Linie erwartet werden (siehe bereits „Allgemeine Mineralogie“, S. 316 und 660).

2. Normalerweise werden auch beim Wachstum die Anziehungskräfte in den a - und d -Richtungen derart über diejenigen in der c -Richtung dominieren, daß eine blätterige bis tafelige Ausbildung parallel $\langle 001 \rangle$ resultiert. Allerdings ist zu bedenken, daß durch eine Übersichtung relativ weniger Massenebenen (001) bereits eine erhebliche Dickenzunahme zu konstatieren sein wird, weil die Abstände in der c -Richtung groß sind. Da zudem der Wachstumsprozeß nicht nur von der Gitterstruktur, sondern auch vom Charakter der für die Kristallisation verantwortlichen dispersen Phase abhängig ist, werden isometrische bis säulige Entwicklungen nicht völlig ausgeschlossen sein.

3. Die Hauptentwicklungszonen, welche das gesamte äußere morphologische Bild bedingen, werden jedoch der Ebene (001) parallel sein.

4. Wenn wir der Kristallart das Achsenverhältnis zuschreiben, das dem Verhältnis der Identitätsabstände $a:c$ entspricht, wird c wesentlich größer als a werden. Die Einheitsfläche liegt relativ steil. Im allgemeinen wird daher bei derartig struierten Kristallarten das die einfachsten Indizes liefernde Verhältnis $c:a$ relativ groß sein. Allerdings ist zu beachten, daß die zur Basis wenig geneigten Flächen gegenüber den steileren im Vorzug sind, so daß beispielsweise in den Zonen $[110]$ die Flächenentwicklung besonders von (111) gegen (001) tendiert. Man wird daher, sofern nicht die Gesamtheit der Flächenentwicklung berücksichtigt wird, nicht abgeneigt sein, eine stumpfere Form zur Einheitsform zu wählen. Auch braucht das Elementarparallelepiped nicht das in bezug auf die Bindungen einfachste Parallelepiped zu sein.

5. Obschon der Zusammenhang zwischen Massenverteilung und speziellen physikalischen Eigenschaften kein einfacher ist, wird dennoch (vorausgesetzt, daß nicht Komplikationen gegenteiligen Einfluß ausüben) eine der Fig. 93 ähnliche Struktur in der Hauptsache mit ganz bestimmten physikalischen Eigenschaften behaftet sein. Z. B. läßt sich erwarten, daß relativ häufig Kristalle dieser Art optisch negativ sein werden. Licht, das in der Ebene (001) schwingt, wird bei der Fortpflanzung größere Verzögerung erfahren als Licht, das parallel c schwingt.

Keine der genannten Eigenschaften ist einzig und allein von der Massenverteilung abhängig, für jede von ihnen sind bei komplexeren Strukturen die Zusammenhänge mit der Struktur schwer zu übersehen.

Es kann sich daher von vornherein nicht um Bedingungen handeln, die in jedem hierhergehörigen Fall restlos erfüllt sein müssen.

Für uns gilt es zunächst nur nachzuprüfen, ob zwischen den genannten Phänomenen, als Ganzes betrachtet, eine gewisse Koppelung vorhanden ist. Trifft dies zu und läßt sich tatsächlich ein morphologischer Typus mit den obigen Kennzeichen als natürliche Einheit erkennen, so dürfen wir allerdings folgern, daß die theoretische Überlegung uns den rechten Weg gewiesen hat.

Der genannte Typus wird noch schärfer präzisiert, wenn wir sein Gegenstück mit $a \gg c$ betrachten (Fig. 94). Bei diesem werden die Aneinanderreihungen der Teilchen mehr fadenartig längs der c -Richtung erfolgen, während nur relativ geringe Kräfte in der Ebene (001) wirksam sind. Aus den vorhin angewandten Prinzipien würden wir folgern:

1. Spaltbarkeiten nach Ebenen senkrecht oder schief zu den kürzesten Bindungsrichtungen werden zurücktreten gegenüber Spaltbarkeiten parallel c (prismatische Spaltbarkeit).
2. Neben durchaus möglichen isometrischen bis dicktafeligen Ausbildungen werden säulige bis stengelige Formen dominieren.
3. Eine der Hauptentwicklungs-zonen wird die Zone der c -Achse, bzw. die Zone der Tetragyre oder Pseudotetragyre sein.
4. Einfachste Wahl des Achsenverhältnisses wird meistens zu einem Verhältnis mit $c < a$ führen (d. h. also mit $c < 1$, da $a = 1$ gesetzt wird).
5. Bei optischer Einachsigkeit wird (bei ausgeschalteten Komplikationen) $n_{\parallel c}$ sein, so daß optisch positiver Charakter vorherrschend ist.

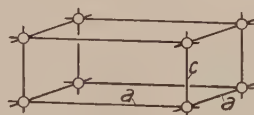


Fig. 94. Tetragonale Raumgitter mit $a \gg c$ charakterisieren den tetragonal linearen (axialen) oder [001]-Typus.

Um kurze Bezeichnungsweisen zu haben, wollen wir den durch Fig. 93 charakterisierten Typus den planaren Typus oder den (001)-Typus nennen. Der durch Fig. 94 gekennzeichnete Typ würde dann zweckmäßig linearer, axialer oder [001]-Typus genannt.

Beide Typen stellen extreme Fälle einer und derselben morphologischen Entwicklungsreihe dar, da ja $a:c$ an sich unbeschränkt variabel ist. Der Mitteltypus müßte logischerweise ein isometrischer sein; er ist in diesem Falle nichts anderes als der schon besprochene kubische Typus. Dadurch ist auch bereits gesagt, daß Übergänge vorhanden sind, daß Entwicklungen einer Tendenz in verschieden ausgeprägtem Maße zu konstatieren sein werden. Werden infolgedessen (und infolge der in Wirklichkeit etwa vorhandenen Kom-

plexheit der Struktur) die Grenztypen unscharf, so wird anderseits für die vergleichende morphologische Betrachtung die zu erwartende mehr oder weniger kontinuierliche Serie von Einzeltypen sehr wertvoll sein.

Die nachfolgenden Erörterungen sollen zeigen, daß im großen die erwartete Mannigfaltigkeit, die teilweise Koppelung verschiedener Eigenschaften und die bestimmten Entwicklungstendenzen vorhanden sind, so daß ganz unabhängig von der hier erläuterten theoretischen Betrachtungsweise eine vergleichende morphologische Untersuchung mit Ausscheidung des planaren vom kubischen und linearen Typus ihre Berechtigung hat. Daß die bereits bekannten strukturellen Daten mit der oben gegebenen Deutung nicht im Widerspruch stehen, kann gleichfalls dargetan werden. Naturgemäß muß man sich bei einer derart generellen Betrachtungsweise hüten, auf Einzelheiten, die durch ganz besondere Struktureigenschaften verursacht werden, zu großes Gewicht zu legen. Vor allem darf der Anfänger sich nicht durch den wechselnden Habitus der aus komplexen Systemen gebildeten Mineralien täuschen lassen. Hier gilt es, das Gesamtbild der morphologischen Entwicklung einer Kristallart zu zeichnen, wie es sich auf Grund statistischer Untersuchungen darstellt. Da diese statistischen Bearbeitungen noch lange nicht für alle Kristallarten im vollen Umfang durchgeführt sind, mag es nicht ausgeschlossen sein, daß einzelne falsche Zuordnungen erfolgt sind. Im großen und ganzen wird jedoch ein sorgfältiges und kritisch abwägendes Vorgehen vor zu groben Irrtümern geschützt haben.

Wir beginnen unsere Darstellung mit den extremsten Fällen des tetragonalen, bezw. hypotetragonalen planaren oder (001)-Typus.

1. Tetragonaler, bezw. hypotetragonaler planarer oder (001)-Typus

Die Anordnung von Massenteilchen in quadratischen Netzen entspricht nicht der dichtesten Verteilung innerhalb einer Ebene. Diese ist durch ein hexagonales Netz gegeben. Berücksichtigung dieses Umstandes macht bereits eine jedem Mineralogen bekannte Beobachtungstatsache verständlich. Es gibt nämlich relativ wenig tetragonale oder pseudotetragonale Mineralien vom ausgesprochenen (001)-Typus, aber eine sehr große Zahl derartiger Substanzen, die hexagonal oder pseudo-hexagonal kristallisieren. Ja, die ganze Gruppe extrem blätteriger, bezw. lamellarer Kristallarten wird oft nach pseudo-hexagonal kristallisierenden Stoffen als die Gruppe glimmerartiger Mineralien bezeichnet. Unter den wichtigeren Mineralien von tetragonaler oder pseudotetragonaler Symmetrie sind die Uranglimmer am ausgesprochensten dem planaren Typus zuzuordnen.

Gruppe der Uranglimmer

(wasserhaltige Uranylphosphate, bzw. -Arseniate usw.)

Tetragonal oder pseudotetragonal

Hauptminerale:

Torbernit, Kupferuranit, Kupferuranglimmer $[\text{PO}_4]_2 \begin{smallmatrix} (\text{U O}_2)_2 \\ \text{Cu} \end{smallmatrix} \cdot 8 \text{H}_2\text{O}$
bis $12 \text{H}_2\text{O}$, tetragonal (holoedrisch?)

Autunit, Kalkuranit, Kalkuranglimmer $[\text{PO}_4]_2 \begin{smallmatrix} (\text{U O}_2)_2 \\ \text{Ca} \end{smallmatrix} \cdot 8 \text{H}_2\text{O}$
bis $10 \text{H}_2\text{O}$, rhombisch, pseudotetragonal

Uranospinit $[\text{AsO}_4]_2 \begin{smallmatrix} (\text{U O}_2)_2 \\ \text{Ca} \end{smallmatrix} \cdot 8 \text{H}_2\text{O}$
rhombisch, pseudotetragonal

Zeunerit $[\text{AsO}_4]_2 \begin{smallmatrix} (\text{U O}_2)_2 \\ \text{Cu} \end{smallmatrix} \cdot 8 \text{H}_2\text{O}$
tetragonal

Carnotit (kanariengelb, grünschwarz), ungefähr $[\text{VO}_4]_2 \begin{smallmatrix} (\text{U O}_2)_2 \\ \text{K}_2 \end{smallmatrix} \cdot 3 \text{H}_2\text{O}$.

Kristallisation ungenügend bekannt.

Die chemischen Formeln werden auch in Oxydform mit UO_3 als Bestandteil geschrieben, z. B. Carnotit $2 \text{UO}_3 \cdot \text{K}_2\text{O} \cdot \text{V}_2\text{O}_5 \cdot x \text{H}_2\text{O}$, da ein Nachweis von UO_3 nicht immer gelungen ist.

Optische Konstanten:

Torbernit $\varepsilon = 1,582$ (blaßblau), $\omega = 1,592$ (grün). Optisch negativ einachsig. Auch nahezu isotrop bis schwach positiv und negativ zweiachsig mit Brechungsindizes bis 1,62.

Autunit $n_\alpha = 1,553$, $n_\beta = 1,575$, $n_\gamma = 1,577$. Optisch zweiachsig, negativ. Achsenebene $\parallel (010)$; $n_\alpha = c$, $2V = 30^\circ$, $\rho > 0$.

Uranospinit $n_\alpha = 1,560$, $n_\beta = 1,582$, $n_\gamma = 1,587$. Optisch zweiachsig, negativ. $n_\alpha = c$. $2V = 46^\circ$, $\rho > 0$. Oft praktisch einachsig negativ mit $\varepsilon = 1,560$, $\omega = 1,586$.

Zeunerit $\varepsilon = 1,623$, $\omega = 1,643$. Optisch negativ, einachsig.

Carnotit ist optisch zweiachsig negativ, die Täfelchen haben rhomboidischen Querschnitt

$$n_\alpha = 1,750, \quad n_\beta = 1,925, \quad n_\gamma = 1,950, \quad 2V \text{ um } 45^\circ.$$

Als Pleochroismus wird angegeben: $n_\alpha(\varepsilon) =$ hellgrün, durchsichtig bis fast farblos, n_β und $n_\gamma(\omega) =$ blaßgrün, trüb bis hellgelblich.

Das gelbe Mineral ist im Pulver fast farblos.

Spezielle Kennzeichen:

	Farbe	Strich	Härte	Dichte
Torbernit	smaragd- bis grasgrün, selten apfel- bis spangrün	hellgrün	2—2½	3,4—3,6
Autunit	schwefelgelb, zitrongelb bis zeisiggrün	gelblich	2—2½	3,0—3,2
Uranospinit	zeisiggrün	gelblichgrün	2—3	3,0—3,45
Zeunerit	wie Torbernit, vorwiegend grasgrün	hellgrün	2—2½	3,2—3,6

Spröde. Auf Spaltfläche perlmuttartiger, sonst halbdiamantartiger Glanz. Durchsichtig bis durchscheinend, auch erdige bis dichte Anflüge bildend.

Allgemeine morphologische Kennzeichen: Alle Mineralien der Uranglimmergruppe zeigen ausgezeichnete pinakoidale Spaltbarkeit senkrecht zur Richtung der Tetragyre, bzw. Pseudotetragyre, also parallel $\langle 001 \rangle$. Sie sind vorzugsweise in Form kleiner, rechteckig oder quadratisch umgrenzter Täfelchen nach $\langle 001 \rangle$ entwickelt. Blätterige, glimmerähnliche Aggregatbildung ist nicht selten.

Spezielle Morphologie phosphatischer Glieder:

		111		101	
		ϱ	φ	ϱ	φ
Torbernit	$a : c = 1 : 2,9361$ (<i>Schrauf</i>) ¹⁾	$76^{\circ} 27\frac{1}{2}'$	$45^{\circ} 00'$	$71^{\circ} 11\frac{1}{2}'$	90°
Autunit	$a : b : c = 0,9875 : 1 : 2,8517$	$76^{\circ} 9\frac{1}{2}'$	$45^{\circ} 21\frac{1}{2}'$	$70^{\circ} 54'$	90°

(*Des Cloizeaux*)

Der Habitus der Torbernitkristalle (Fig. 95) ist tafelig nach $\langle 001 \rangle$, kurzpyramidal mit $\langle 011 \rangle$ oder $\langle 013 \rangle$ als Hauptbipyramiden und gedrungen tonnenförmig bei starker Entwicklung der Zonen $[010]$ und $[110]$. Autunit (Fig. 95, F) ist vorzugsweise dünn- bis dicktafelig ausgebildet.

Das Projektionsbild für Torbernit (Fig. 96) zeigt sehr schön, daß im wesentlichen nur die in $\langle 001 \rangle$ liegenden Zonen $[010]$ und $[110]$ als Wachstumszonen in Frage kommen. Die einfachsten Indizes resultieren bei der oben vermerkten Wahl des Achsenverhältnisses. Die Entwicklung ist dann (der steilen Lage von $\langle 011 \rangle$ entsprechend) einseitig von (011) nach (001) gerichtet. In der Zone $[110]$ fehlt sogar schon die Einheitsform, so daß (allerdings mit Unrecht) vorgeschlagen wurde, die c-Achse nur halb so groß zu wählen²⁾. Die starke Deformation einem kubischen Typus gegenüber geht aus der richtig gezeichneten Hilfsfigur (Fig. 96, rechts oben) hervor. In allen Hauptzügen analog verhält sich der allerdings nur pseudotetragonale Autunit. Die Uranglimmer zeigen somit in ausgesprochenem Maße die Koppelung der Seite 222 erwähnten Eigenschaften. Wenn auch bis heute über die Struktur nichts Näheres bekannt ist, so darf doch mit großer Wahrscheinlichkeit vorausgesagt werden,

¹⁾ Nach *T. L. Walker* $a:c = 1:2,974$ mit $\angle(001)/(112) = 64^\circ 34'$.

²⁾ Die Steilheit derartiger, zur Seltenheit habitusbestimmenden Formen zeigt z. B. Fig. 95, D.

daß die Hauptbindungen in $\langle 001 \rangle$ liegen, denn nur bei dieser Annahme wird das Gesamtverhalten verständlich.

Chemische Verhältnisse und Vorkommen: Phosphor kann durch Arsen ersetzt sein. Ähnliche Ba- und Mn-haltige Mineralien sind gleichfalls bekannt. Radiumgehalt wurde überall nachgewiesen.

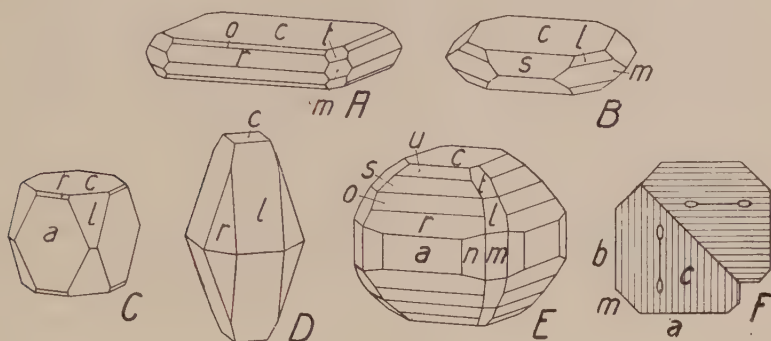


Fig. 95. Torbernit (A—E, Cornwall) und Autunit (F, Autun). a $\langle 100 \rangle$, b $\langle 010 \rangle$, m $\langle 110 \rangle$, n $\langle 210 \rangle$, c $\langle 001 \rangle$, l $\langle 112 \rangle$, t $\langle 114 \rangle$, r $\langle 101 \rangle$, o $\langle 103 \rangle$, s $\langle 207 \rangle$, u $\langle 104 \rangle$. $[100]$ und $[110]$ treten fast einzig als Wachstumszonen hervor. Die Entwicklung von $\{001\}$ an E ist ein Ausnahmefall. F (Autunit), nach $\langle 110 \rangle$ verzwilligt, veranschaulicht die Orientierung der optischen Achsenebene.

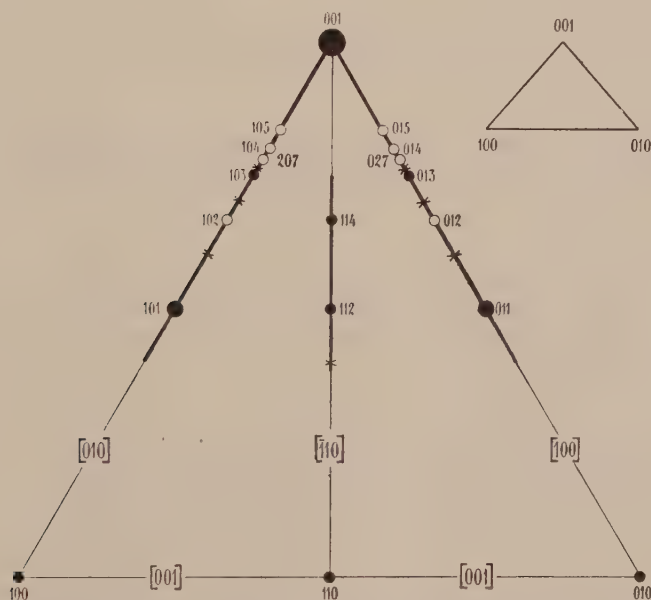


Fig. 96. Dreiecksprojektion von Torbernit. Die dominierende Bedeutung der Basis ist durch den relativ sehr groß gezeichneten $\{001\}$ -Kreis angedeutet. $[100]$ und $[110]$ sind als Hauptzonen sofort erkennbar. Daß sie vorab gegen $\{001\}$ hin besetzt sind, ist für den tafeligen Habitus typisch.

Das Verhältnis $Ra : U$ entspricht ungefähr dem Gleichgewichtsverhältnis beider Elemente unter Annahme, daß sich Ra aus U gebildet habe. Es ist ca. $3,3 \cdot 10^{-1}$. Torbernit wandelt sich durch Wasserabgabe in Metatorbernit um. In dieser Form sind immer nur $8H_2O$ vorhanden, während sonst der Wassergehalt meist höher ist. Natürlicher Metatorbernit hat die Dichte 3,68 und die Brechungsindizes für Na-Licht: $\omega = 1,623$, $\varepsilon = 1,625$. Die Doppelbrechung ist also schwach, für $\lambda = 515 \mu\mu$ herrscht Isotropie. Für rotes Licht ist Metatorbernit optisch positiv, für blaues Licht negativ. Der Pleochroismus (blaßblau für Schwingungen senkrecht zur Basis, grün für Schwingungen parallel zu $\langle 001 \rangle$) ist für beide Mineralien annähernd der gleiche. Metatorbernit kommt auch in der Natur in klaren, vielleicht primär so entstandenen Kristallen vor. Metatorbernite mit hohem Bleigehalt sind spezifisch schwerer.

In den Autuniten ist fast durchwegs das Verhältnis $Ra : U$ niedriger als erwartet, es beträgt im Höchstfall 87% des Gleichgewichtsverhältnisses. Auch hier ist der H_2O -Gehalt schwankend, zwischen 8 und 10 Molekülen.

Die Uranglimmer finden sich auf hydrothermal gebildeten Erzgängen, z. T. auch in Graniten und Pegmatiten, besonders in deren Drusen.

Nagyagit (Blättertellur). In der Hauptsache **Pb - Au - Sulfotellurid**
Rhombisch, pseudotetragonal

Spezielle Kennzeichen: Strich und Farbe des metallischglänzenden Minerals sind schwärzlich bleigrau. In dünnen Blättchen ist es biegsam. Die Härte liegt zwischen 1 und $1\frac{1}{2}$. Das spezifische Gewicht ist 6,85—7,2. Guter Leiter der Elektrizität. Neben tafeligen und blätterigen Bildungen kommen auch massige Aggregate vor.

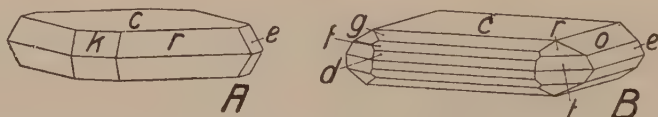


Fig. 97. Nagyagit. $c\langle 001 \rangle$, $t\langle 111 \rangle$, $r\langle 112 \rangle$, $d\langle 101 \rangle$, $k\langle 102 \rangle$, $f\langle 103 \rangle$, $g\langle 105 \rangle$, $e\langle 012 \rangle$, $o\langle 016 \rangle$. Parallel der Basis sind oft zahlreiche Einzelindividuen verwachsen. Der Vergleich mit Fig. 95, A u. B zeigt das Wesen des hypotetragonal planaren Typus.

Spezielle Morphologie: $a : b : c = 0,9836 : 1 : 3,5624$ (Goldschmidt-Niggli). $\angle (001) : (111) = 78^\circ 52'$, $\angle (100) : (111) = 45^\circ 37'$, $\angle (101) : (001) = 74^\circ 34'$. Die Kristalle sind vorzugsweise tafelig nach $\langle 001 \rangle$ (Fig. 97), seltener kurzprismatisch. Vollkommene Spaltbarkeit nach $\langle 001 \rangle$. Hauptformen: $\langle 001 \rangle$, $\langle 012 \rangle$, $\langle 112 \rangle$, $\langle 111 \rangle$. Nebenformen: $\langle 100 \rangle$, $\langle 010 \rangle$, $\langle 110 \rangle$, $\langle 102 \rangle$, untergeordnet erscheinen $\langle 016 \rangle$, $\langle 011 \rangle$, $\langle 105 \rangle$, $\langle 103 \rangle$, $\langle 101 \rangle$, $\langle 114 \rangle$, $\langle 113 \rangle$, $\langle 225 \rangle$, $\langle 334 \rangle$, $\langle 013 \rangle$. $[110]$, $[010]$, $[100]$ sind somit die Hauptzonen (Fig. 98). Infolgedessen ist auch $\langle 001 \rangle$ häufig nach $[010]$ und $[100]$ gestreift¹⁾.

¹⁾ Noch einfachere Indizes ergeben sich, wenn $[110]$ und $[\bar{1}10]$ zu a - und b -Achsen gewählt werden. c würde dann ähnlich dem c der Uranglimmer. Die verti-

Die große Analogie in der Formenentwicklung mit den Uranglimmern ist deutlich zu erkennen. Nagyagit ist ein charakteristischer Vertreter des planaren hypotetragonalen Typus.

Chemische Verhältnisse und Vorkommen: Die analysierten Vorkommnisse wurden nicht genügend auf Homogenität geprüft. So ist es fraglich, ob ein Sb-Gehalt dem Mineral eigen ist. Ag, Cu, Se, Fe

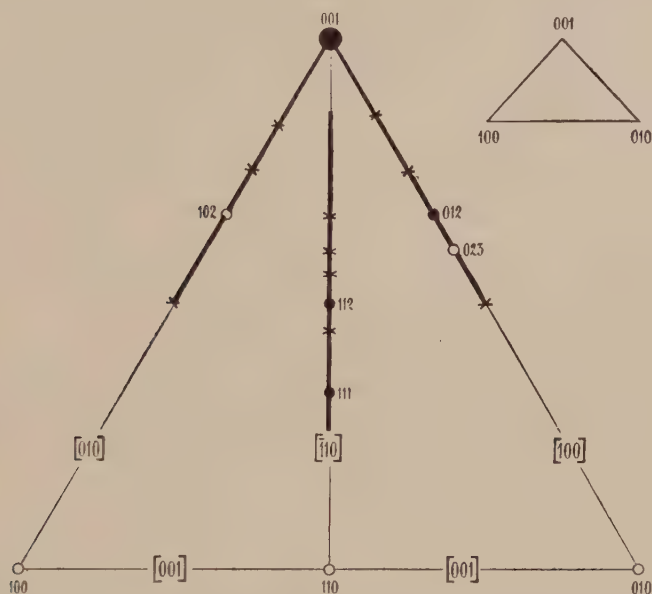


Fig. 98. Dreiecksprojektion von Nagyagit. Die genauere Übereinstimmung derselben mit Fig. 96 ergäbe sich durch Vertauschung der $[100]$ - und $[010]$ -Zone mit den $[110]$ -Zonen.

wurden neben Pb, Te, Au, S mehrfach konstatiert. Mit Antimonerzen, Rhodonit, Zinkblende, Gold oder Telluriden findet sich Nagyagit auf Gold-Silbererzgängen.

Die im nachfolgenden besprochenen Mineralien gehören schon nicht mehr einem extremen (001) -Typus an. Sie leiten zum isometrischen, bzw. pseudokubischen Typus über.

kalen Symmetrieebenen entsprechen in tetragonaler Auffassung Nebensymmetrieebenen. Die Hauptformen wären jetzt: $\langle 001 \rangle$, $\langle 112 \rangle$, $\langle 101 \rangle$, $\langle 201 \rangle$, aber die Zusammengehörigkeit entspräche nicht mehr der rhombischen Symbolik. *Fedorow* hat dieser Aufstellung dennoch den Vorzug gegeben.

Anatas TiO_2 . Tetragonal holoedrisch

Spezielle Kennzeichen: Die meist gut eigengestaltigen Kristalle sind honiggelb, rotbraun (seltener farblos oder grünlich) und dann durchsichtig bis durchscheinend mit meist gutem Diamantglanz, oder sie sind nahezu metallischglänzend, dunkelblau bis schwarz. Fleckige oder zonenartige Farbverteilung ist nicht allzu selten. Strich farblos. Härte 5—6. Spezifisches Gewicht 3,82—3,95. Bruch etwas muscheligg. Spröde.

Spezielle physikalische Eigenschaften und Struktur: Optisch einachsig, negativ, mit ziemlich großer Doppelbrechung.

Die Lichtbrechung variiert etwas mit der Farbe. Man erhielt:

Anatas, gelb $\omega_{\text{Li}} = 2,5183$, $\epsilon_{\text{Li}} = 2,4523$, $\omega_{\text{Na}} = 2,5618$, $\epsilon_{\text{Na}} = 2,4886$.

Ein anderer Anatas ergab folgende Dispersion für ω :

λ in $\mu\mu$	668	588	502	471
ω	2,52059	2,56400	2,64620	2,69400.

Pleochroismus meist schwach, bei fast opaken Kristallen jedoch kräftiger. Anomale Zweiachsigkeit ist nicht selten.

Ausdehnungskoeffizienten für 40°C

$\parallel c$	$\perp c$
0,00000819	0,00000468.

Das Achsenverhältnis $a:c$ des Isothermenellipsoides ist gleich 1,34. Anatas ist also thermisch negativ. Röntgenometrische Untersuchungen haben folgende Atomverteilung wahrscheinlich gemacht:

Im Elementarparallelepiped mit $a = 5,27$ A. E. und $c = 9,37$ A. E. sind acht Moleküle TiO_2 enthalten. Die Ti-Atome nehmen folgende Lagen ein (siehe „Allgem. Mineralogie“, Fig. 472):

$$\left[0\ 0\ 0\right] \left[\frac{1}{2}\ 0\ \frac{1}{2}\right] \left[0\ \frac{1}{2}\ \frac{1}{2}\right] \left[\frac{1}{2}\ \frac{1}{2}\ 0\right] \left[\frac{1}{4}\ \frac{1}{4}\ \frac{1}{4}\right] \left[\frac{3}{4}\ \frac{3}{4}\ \frac{1}{4}\right] \left[\frac{3}{4}\ \frac{1}{4}\ \frac{3}{4}\right] \left[\frac{1}{4}\ \frac{3}{4}\ \frac{3}{4}\right].$$

Die O-Atome befinden sich ungefähr in:

$$\left[0\ 0\ \frac{1}{5}\right] \left[0\ 0\ \frac{4}{5}\right] \left[\frac{1}{2}\ 0\ \frac{1}{10}\right] \left[\frac{1}{2}\ 0\ \frac{9}{10}\right] \left[0\ \frac{1}{2}\ \frac{7}{10}\right] \left[0\ \frac{1}{2}\ \frac{3}{10}\right] \left[\frac{1}{2}\ \frac{1}{2}\ \frac{1}{5}\right] \left[\frac{1}{2}\ \frac{1}{2}\ \frac{4}{5}\right] \left[\frac{1}{4}\ \frac{1}{4}\ \frac{9}{20}\right] \\ \left[\frac{1}{4}\ \frac{1}{4}\ \frac{1}{20}\right] \left[\frac{3}{4}\ \frac{3}{4}\ \frac{9}{20}\right] \left[\frac{3}{4}\ \frac{3}{4}\ \frac{1}{20}\right] \left[\frac{3}{4}\ \frac{1}{4}\ \frac{19}{20}\right] \left[\frac{3}{4}\ \frac{1}{4}\ \frac{1}{20}\right] \left[\frac{1}{4}\ \frac{3}{4}\ \frac{19}{20}\right] \left[\frac{1}{4}\ \frac{3}{4}\ \frac{1}{20}\right].$$

Jedes Ti-Atom ist bisphenoidisch im Abstände 2,99 A. E. von 4 Ti-Atomen gleichmäßig umgeben. Die Bindungsrichtungen sind Zonen $[111]$. Um jedes Ti-Atom gruppieren sich 6 Sauerstoffatome. Zwei davon finden sich auf der durch das Ti-Atom gehenden Geraden $[001]$, eines in 1,95 A. E. darüber, das andere ebensoviel darunter. Die vier übrigen O-Atome bilden die Ecken eines sehr flachen Bisphenoides um die Ti-Atome. Ihr Abstand vom Ti-Atom ist 1,90 A.-E. Die $\text{Ti} \rightarrow \text{O}$ -Richtungen gehen ungefähr $[5\bar{5}1]$ parallel. Die Geraden mit lauter ungeraden Indizes sind von den Ti-Atomen in ungleichen Abständen besetzt. Es ergibt sich für die kürzesten Abstände der Ti-Atome voneinander folgende Reihenfolge:

Richtung	Mittlerer Atomabstand	Größter Atomabstand	Kleinsten Atomabstand
[110]	3,73	3,73	3,73
[100]	5,27	5,27	5,27
[101]	5,37	5,37	5,37
[111]	5,98	8,98	2,99
[301]	9,19	9,19	9,19
[001]	9,37	9,37	9,37
[311]	9,58	14,37	4,79
[331]	12,12	18,18	6,06

Die einfachsten $\langle 001 \rangle$ parallelen Richtungen sind somit wohl noch die im Mittel kürzesten Bindungsrichtungen, aber es treten mit ihnen bereits zur c-Achse schiefe Richtungen in Wettbewerb.

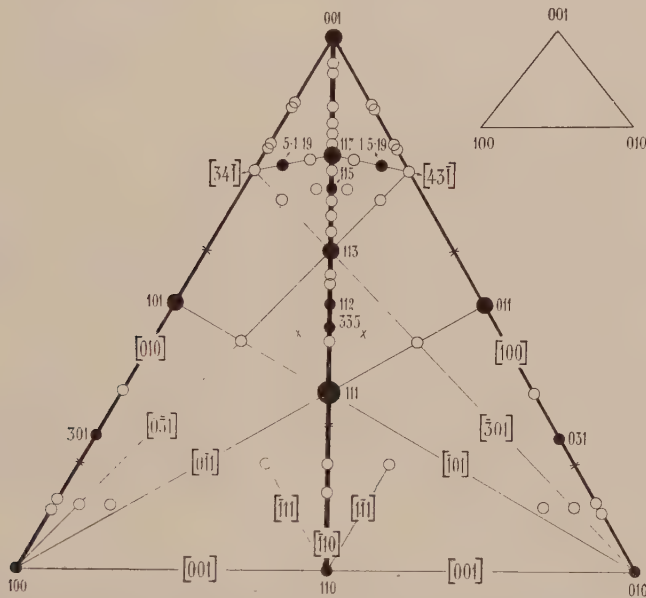


Fig. 99. Schematische Dreiecksprojektion von Anatas. Die Flächen liegen auf [100] und [110], jedoch nicht mehr ausschließlich gegen (001) hin wie bei Fig. 96 u. Fig. 98.

Spezielle Morphologie: Tetragonal holoeidrisch. $a:c = 1:1,7771$ (Miller).

$$\angle (001) / (111) = 68^\circ 18' \quad \angle (001) / (101) = 60^\circ 38'$$

$$\angle (001) / (113) = 39^\circ 57'.$$

Von den nahezu 100 bekannten Formen sind folgende die wichtigsten:

Charakteristische Hauptformen: $\langle 111 \rangle$, $\langle 001 \rangle$, $\langle 011 \rangle$, $\langle 117 \rangle$, $\langle 113 \rangle$.

Wichtige Hauptformen: $\langle 010 \rangle$, $\langle 110 \rangle$, $\langle 115 \rangle$, $\langle 1 \cdot 5 \cdot 19 \rangle$, $\langle 112 \rangle$, $\langle 335 \rangle$, $\langle 031 \rangle$, $\langle 017 \rangle$.

Nebenformen: $\langle 021 \rangle$, $\langle 221 \rangle$, $\langle 352 \rangle$, $\langle 013 \rangle$, $\langle 114 \rangle$, $\langle 133 \rangle$, $\langle 116 \rangle$, $\langle 119 \rangle$, $\langle 225 \rangle$, $\langle 223 \rangle$, $\langle 331 \rangle$, $\langle 081 \rangle$, $\langle 337 \rangle$, $\langle 071 \rangle$, $\langle 4 \cdot 39 \cdot 6 \rangle$ usw.

äußert sich in einer gewissen Spaltbarkeit nach den zugehörigen Flächen. Als Ganzes sehen wir somit auch hier deutlichen Parallelismus zwischen struktureller und entwicklungsmorphologischer Reihenfolge der Zonen. Verwandtschaft mit Kristallen vom Typus des Magnetits ist vorhanden; das Verhältnis $a:c$ ordnet jedoch Anatas den planaren hypotetragonalen Mineralarten zu. Die Ungleichwertigkeit der Zonen [100] mit [001] und [101] mit [110] ist ja eine offensichtliche. Besonders charakteristisch ist das gänzliche Fehlen ditetragonaler Prismen. Am häufigsten finden sich am Einzelkristall 2 bis 6 Formen kombiniert. Man kann 2 Kombinationsgruppen unterscheiden, je nachdem ob tetragonale Prismen vorhanden sind (prismatische Gruppe) oder nicht (rein bipyramidale Gruppe). Besonders im ersteren Falle sind Bipyramiden entwickelt, die steiler sind als $\langle 111 \rangle$. $\langle 352 \rangle$ und $\langle 133 \rangle$ sind gleichfalls fast stets mit Prismen kombiniert. Der Habitus der Anataskristalle (Fig. 100) ist ziemlich variabel. Der allerdings nicht zu häufige Grundhabitustyp hat tonnenförmige bis kugelige Gestalt, bedingt durch das Auftreten vieler Flächen der Zonen [110] und [100]. Der typisch bipyramidale Habitus ist von zweierlei Art: mit vorherrschendem $\langle 111 \rangle$ oder mit vorherrschenden (oder doch relativ großflächigen) $\langle 117 \rangle$, $\langle 112 \rangle$, d. h. mit stumpferen Bipyramiden. Neben spitz- und stumpfbipyramidaler Ausbildung ist die nach $\langle 001 \rangle$ tafelige nicht allzu selten. Langprismatischer Habitus ist im Gegensatz dazu nicht sehr verbreitet. Zwillinge nach $\langle 101 \rangle$, $\langle 111 \rangle$ und $\langle 112 \rangle$ wurden beschrieben; sie sind indessen nicht häufig.

Chemismus und Vorkommen: Gefärbter Anatas ist wohl fast immer etwas eisenhaltig. TiO_2 kristallisiert nicht nur als Anatas, sondern auch als Rutil und Brookit (Trimorphismus, siehe „Allgemeine Mineralogie“, S. 528). Die Modifikation Anatas ist in Klüften TiO_2 -haltiger Gesteine nicht selten hydrothermal neugebildet worden. Auch in den Gesteinen selbst scheint sich bei Zersetzungs Vorgängen TiO_2 oft als Anatas auszuschcheiden. Pseudomorphosen von Rutil nach Anatas lassen erkennen, daß Umwandlungen in Rutil, die wohl stabilste Modifikation von TiO_2 , möglich sind, doch darf nicht verschwiegen werden, daß man Rutil, Anatas und Brookit ohne nähere Beziehung zueinander in gewissen Zerrklüften der Alpen zusammen angetroffen hat. Auf sekundärer Lagerstätte liegt der Anatas der brasilianischen Goldseifen.

Schwefel S. Rhombisch holoedrisch oder hemiedrisch

Spezielle Kennzeichen: Der rhombische Schwefel bildet gute Einzelkristalle oder Kristallaggregate von schwefelgelber, strohgelber, honiggelber, gelbbrauner Farbe. Rötliche, grünliche, graue bis schwarze Farben sind durch Verunreinigungen bedingt. Ein Auftreten in derben, kugeligen, nierenförmigen bis stalaktitischen Massen, in Pulverform und als Über-

zug ist häufig. Die Kristalle weisen Harz- bis Fettglanz auf; sie sind durchsichtig bis durchscheinend. Der Strich ist farblos, der Bruch muschelig. Schwefel ist spröde und zerspringt bei Temperaturwechsel leicht. Härte 1 bis über 2. Spezifisches Gewicht 2,05—2,08.

Spezielle physikalische Eigenschaften: Schwefel ist stark doppelbrechend zweiaxig und bereits optisch positiv.

Die optische Orientierung ist die folgende:

$$\begin{aligned} n_{\alpha} \parallel a \quad n_{\beta} \parallel b \quad n_{\gamma} \parallel c \quad 2V &= 68^{\circ} 58' \text{ für Na-Licht } (\rho < \nu). \\ n_{\alpha} &= 1,958 \quad n_{\beta} = 2,038 \quad n_{\gamma} = 2,245 \text{ für Na-Licht bei } 20^{\circ} \text{ C;} \\ n_{\alpha} &= 1,976 \quad n_{\beta} = 2,059 \quad n_{\gamma} = 2,275 \text{ für Tl-Licht bei } 20^{\circ} \text{ C.} \end{aligned}$$

Mit steigender Temperatur nehmen alle Brechungsindizes ab, der Achsenwinkel wird kleiner, die Absorption wird größer.

Genauere Untersuchungen über die von λ abhängige Dispersion ergaben folgende Werte:

λ in ($\mu\mu$)	668	588	502	471	447
n_{γ}	2,21678	2,24658	2,30228	2,33426	2,36863
————— Zunahme der Doppelbrechung.					

Für ultraviolette Strahlen ist eine 2 mm dicke S-Platte vollständig undurchlässig. Das Reflexionsvermögen für Reststrahlen von NaCl ist 9,5, wenn es für Ag = 100 gesetzt wird. Für $\lambda = 0,6$ cm ist $n_{\gamma} = 2,25$, $n_{\alpha} = 2,00$.

Die Dielektrizitätskonstanten haben folgende Werte:

$$\begin{aligned} \text{für } \lambda = \infty: \quad \epsilon_{11} &= 3,61 \quad \epsilon_{22} = 3,72 \quad \epsilon_{33} = 4,57 \\ \text{für } \lambda = 75 \text{ cm: } \epsilon_{11} &= 3,62 \quad \epsilon_{22} = 3,85 \quad \epsilon_{33} = 4,66 \end{aligned}$$

Schwefel ist diamagnetisch; die magnetische Suszeptibilität, bezogen auf die Masseneinheit, beträgt $-0,5$. Der spezifische elektrische Widerstand in $\Omega \cdot \text{cm}$ ist von der Größenordnung 10^{18} . Durch Reiben wird Schwefel negativ elektrisch. Für die spezifische Wärme bei verschiedenen Temperaturen hat man:

$$\begin{aligned} t^{\circ} &= -250 \quad -190 \quad -71 \quad 0 \text{ bis } 32 \quad 0 \text{ bis } 95 \\ c &= 0,030 \quad 0,084 \quad 0,152 \quad 0,172 \quad 0,175 \end{aligned}$$

Über die thermischen Ausdehnungskoeffizienten liegen im besonderen folgende Daten vor:

Lineare Ausdehnungs- koeffizienten	Zwischen $+20^{\circ}$ u. -175° (V. M. Goldschmidt)	bei $+18^{\circ}$ (Schrauf)	bei $+30^{\circ}$ (Schrauf)
$\parallel a$	0,0000454	0,0000670	0,0000831
$\parallel b$	0,0000565	0,0000780	0,0001073
$\parallel c$	0,0000110	0,0000198	0,000257

Kubische Ausdehnungskoeffizienten:

$$\begin{aligned} t^{\circ} &= 0-13 \quad 13-50 \quad 50-78 \quad 78-96 \quad 96-109 \\ \alpha_{\text{kub}} &= 0,000137 \quad 0,000223 \quad 0,000259 \quad 0,000620 \quad 0,003097 \end{aligned}$$

Die Schmelzwärme des rhombischen Schwefels beträgt bei 115° 300 cal pro Grammatom, die Verdampfungswärme bei 316° 11600 cal pro Grammatom.

Unter 760 mm Druck liegt der Schmelzpunkt des rhombischen Schwefels bei $112,8^{\circ}$, der Siedepunkt bei $444,5^{\circ}$.

Über die Abhängigkeit des Schmelzpunktes des rhombischen Schwefels vom Druck orientiert folgende Zusammenstellung:

Spezielle Morphologie: $a : b : c = 0,8131 : 1 : 1,9034$ (v. Kokscharow). An den einfachsten Kombinationen nehmen folgende vier charakteristischen Leitformen fast ausschließlich teil: $\langle 111 \rangle$, $\langle 001 \rangle$, $\langle 113 \rangle$, $\langle 011 \rangle$. Bipyramidale Ausbildung ist die Regel (Fig. 101), indessen wurde typisch bisphenoidischer Habitus mehrfach beschrieben (Fig. 101, F). Da auch gewisse Ätzerscheinungen nicht mit der rhombisch holodrischen Symmetrie im Einklang sind, hat man den Schwefel in die rhombisch hemiedrische Klasse gestellt. Die komplizierteren Kombinationen (Fig. 101, E, K usw.) sprechen jedoch gegen die Deutung. Charakteristische Neben-



Fig. 102. Projektionsbild von Schwefel. $[110]$ sind die Grundzonen. Die geringere Bedeutung der daraus abgeleiteten Nebenzonen $[100]$ und $[010]$ ist aus der Figur schön zu erkennen. Nach ihnen erst kommen $[310]$ und $[130]$.

leitformen sind: $\langle 110 \rangle$, $\langle 115 \rangle$, $\langle 101 \rangle$, $\langle 112 \rangle$, $\langle 010 \rangle$. An flächenreichen Individuen treten unter Überleitung zu vorwiegend tonnenförmigen Ausbildungen hinzu:

Charakteristische Spezialformen: $\langle 013 \rangle$, $\langle 133 \rangle$, $\langle 131 \rangle$, $\langle 135 \rangle$, $\langle 103 \rangle$.

Charakteristische Ergänzungsformen: $\langle 100 \rangle$, $\langle 331 \rangle$, $\langle 117 \rangle$, $\langle 311 \rangle$, $\langle 114 \rangle$, $\langle 313 \rangle$, $\langle 221 \rangle$, $\langle 119 \rangle$, $\langle 315 \rangle$, sowie individuelle Formen.

Weitaus am flächenreichsten sind die Zonen $[110]$. Sie sind die Grundzonen. Aus ihnen leiten sich vektoriell ab:

	$\overbrace{[\bar{1}10] \quad [110]}^{78^\circ 18'}$	$\overbrace{[110] \quad [1\bar{1}0]}^{101^\circ 42'}$	
1. Ableitung	$[020]$	$[200]$	1. und 2. } Nebenzone
2. Ableitung	$[130]$	$[310]$	3. und 4. }

Da der Winkel rechts größer ist als der Winkel links, müssen in jeder Ableitung die rechts stehenden Zonen gegenüber den links stehenden hervortreten. Ein Blick auf die Dreiecksprojektion (Fig. 102) wird überzeugen, daß tatsächlich die zonale Morphologie durch diese Ableitung richtig wiedergegeben wird. Alle genannten Zonen sind $\langle 001 \rangle$ parallel, die Zuordnung zum planaren Typus im weiteren Sinne ist daher gerechtfertigt. An $\langle 001 \rangle$ nicht parallelen Zonen von größerer Bedeutung sind nur $[101]$, $[011]$, $[121]$, $[211]$ und $[001]$ zu erwähnen. Sie alle stehen an Wichtigkeit den oben genannten nach. $\langle 001 \rangle$ ist schlechte Spaltform, teilt jedoch diese Eigenschaft mit $\langle 111 \rangle$ und $\langle 110 \rangle$. In den Zonen $[110]$ ist $\langle 111 \rangle$ Grundform. Wie sich daraus in richtiger Reihenfolge die wichtigsten Formen $\langle hhl \rangle$ ableiten lassen, ist bereits in der „Allgemeinen Mineralogie“, S. 656 dargetan worden. Zwillinge nach (101) mit (111) als Verwachsungsebene sind nicht häufig, ebensowenig solche nach (110) und (011) . Daß man Schwefel trotz erheblicher Differenz zwischen a- und b-Achse zum hypotetragonalen Typus rechnet, läßt sich durch die immerhin noch deutlich pseudotetragonale Zonenentwicklung (siehe Fig. 102) rechtfertigen.

Chemische Verhältnisse und Vorkommen: Angaben über die zwei wichtigsten Modifikationen von Schwefel, die Umwandlungspunkte und Schmelztemperaturen finden sich in der „Allgemeinen Mineralogie“, S. 521f. Bitumen, Ton verunreinigen den Schwefel öfters. Mit Se zusammen bildet er orangerote Massen. Rhombischer Schwefel entsteht oft in flächenreichen Kristallen aus Sulfiden, wie Zinkblende, Antimonit, Galenit, Pyrit. In Sedimenten und deren Drusen und Spalten ist er häufiges Sekundärprodukt. Bekannt sind besonders die Paragenesen mit Aragonit, Gips, Coelestin oder Calcit. Biochemisch wird Schwefel gleichfalls ausgefällt. Ein nicht unwesentlicher Teil ist vulkanischen Ursprungs (Fumarolenprodukt und Ausscheidungsprodukt aus hydrothermalen H_2S -haltigen Quellen).

Lazulith, vorwiegend $[PO_4]_2Al_2 \cdot (Fe, Mg)(OH)_2$

Monoklin, pseudotetragonal

Spezielle Kennzeichen: Meist himmelblaue, indigoblaue bis bläulich-weiße derbe Massen bildend. Seltener tritt Lazulith in gleich gefärbten wohlausgebildeten Kristallen auf. Glasglanz, kantendurchscheinend. Strich weiß. Bruch uneben, splittrig. Keine gute Spaltbarkeit. Spröde. Härte 5—6. Spezifisches Gewicht 3,05—3,12.

Spezielle physikalische Eigenschaften: Optisch zweiaxsig negativ $n_\alpha/c = -9^\circ$ bis 10° , $n_\beta \parallel b$. Pleochroismus von tief himmelblau bis schwach grünlichblau oft schon makroskopisch erkennbar.

$$n_\alpha = 1,603, \quad n_\beta = 1,632, \quad \underbrace{n_\gamma = 1,639}_{\text{himmelblau}} \quad 2V = \text{ca. } 69^\circ \quad \rho < \sigma$$

fast farblos

Spezielle morphologische Eigenschaften: Monoklin holoedrisch
 $a:b:c = 0,9750:1:1,6483$, $\angle\beta = 90^\circ 46'$ (Prüfer)
 $\angle(001)/(111) \angle(001)/(101) \angle(100)/(110) \angle(111)/(\bar{1}\bar{1}\bar{1}) \angle(001)/(100)$
 $66^\circ 34\frac{1}{2}' \quad 58^\circ 49\frac{1}{2}' \quad 44^\circ 16' \quad 79^\circ 40' \quad 89^\circ 14'.$

Hauptformen sind $\langle 111 \rangle$, $\langle \bar{1}\bar{1}\bar{1} \rangle$, $\langle 101 \rangle$, $\langle 110 \rangle$ und $\langle 112 \rangle$. Relativ häufig treten noch auf $\langle 011 \rangle$, $\langle \bar{1}01 \rangle$, $\langle 010 \rangle$, $\langle 103 \rangle$, $\langle 001 \rangle$. Ferner wurden konstatiert $\langle 100 \rangle$, $\langle 012 \rangle$, $\langle 212 \rangle$, $\langle 221 \rangle$, $\langle 113 \rangle$, $\langle \bar{1}\bar{1}\bar{3} \rangle$, $\langle 112 \rangle$. Hauptzonen: $[110]$ und $[010]$, daneben wichtig $[10\bar{1}]$. Der Habitus der

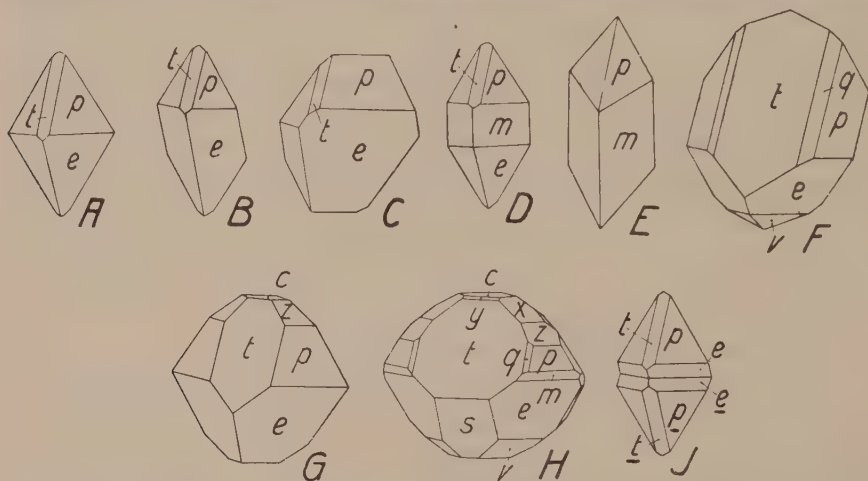


Fig. 103. Lazulith. $c \langle 001 \rangle$, $m \langle 110 \rangle$, $t \langle 101 \rangle$, $s \langle 10\bar{1} \rangle$, $y \langle 103 \rangle$, $p \langle 111 \rangle$, $e \langle \bar{1}\bar{1}\bar{1} \rangle$, $z \langle 112 \rangle$, $x \langle 113 \rangle$, $v \langle \bar{1}\bar{1}\bar{3} \rangle$, $q \langle 212 \rangle$. A, B, C (Lincoln Cty.) zeigen die Kombination pe als scheinbare Bipyramide (stark an $\langle 111 \rangle$ von Schwefel gemahnend) in regelmäßiger und mannigfaltig verzerrter Form. Kommt zu dieser Kombination das Prisma m hinzu (D), so erhält der Kristall ein fast gleiches Aussehen wie bei der Verzwilligung dieser nämlich Kombination nach $\langle 100 \rangle$ (J, Lincoln Cty.). Nach c stark gestreckt ist das Prisma m von E (Sinclair Cty.). An dem nach t tafeligen Kristall F (wie die zwei weiteren von Werfen, Salzbg.) tritt die Zone $[10\bar{1}]$ stark hervor, ebenso bei der schwefelähnlichen Kombination H, wo aber auch $[110]$ stark entwickelt ist. Ähnlich, jedoch etwas einfacher ist G.

Kristalle (Fig. 103) ist meistens ein spitzbipyramidaler mit $\langle 111 \rangle$ und $\langle \bar{1}\bar{1}\bar{1} \rangle$ als Kombinationsträgern. Tafelige Verzerrungen nach einem Flächenpaar von $\langle 111 \rangle$ sind nicht selten. Zwillinge nach $\langle 100 \rangle$ mit der Basis als Verwachsungsebene sind weit häufiger als Zwillinge nach $\langle 223 \rangle$.

Eine undeutliche prismatische Spaltbarkeit ist nicht näher untersucht worden. Gewisse Analogien in der Formenentwicklung mit Anatas und Schwefel sind unverkennbar (Fig. 103, G, H).

Chemismus und Vorkommen: Ca und Mn ersetzen Fe in nur geringem Maße. Das Verhältnis Fe:Mg ist wechselnd. Lazulith bildet öfters Adern in Tonschiefern und Quarziten.

Apophyllit, ungefähr $[\text{Si}(\text{SiO}_4)_3]_{\text{K}}^{\text{Ca}_2} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$

Tetragonal holoeidrisch

Spezielle Kennzeichen: Das Mineral tritt in blätterigen bis strahligen Aggregaten, dichten porzellanartigen bis chalcedonartigen Massen und in farblosen, weißen, rötlichen, seltener gelblich bis grünlich oder bläulich gefärbten Kristallen auf. Auf $\langle 001 \rangle$, der ausgezeichneten Spaltform, ist Perlmutterglanz wahrnehmbar, sonst Glasglanz. Bruch meist uneben. Spröde. Härte $4\frac{1}{2}$ —5. Spezifisches Gewicht 2,3—2,4.

Spezielle physikalische Eigenschaften: Außer der recht vollkommenen Spaltbarkeit nach $\langle 001 \rangle$ ist eine schlechtere nach $\langle 110 \rangle$ erkennbar. Schlagrisse und Kontraktionsrisse laufen gerne $\langle 100 \rangle$ parallel.

Optisch verhält sich Apophyllit öfters in mehrfacher Beziehung anormal. Die Doppelbrechung ist niedrig, bald positiv, bald negativ. Sie ändert ihren Charakter manchmal an einem Kristall mit λ , oder bei gleichem λ von Stelle zu Stelle. Sehr häufig ist eine Felderteilung erkennbar mit deutlicher Zweiachsigkeit der einzelnen Sektoren. Die Dispersion hat anormale Interferenzfarben zur Folge.

Über die Dispersion der Doppelbrechung an einem optisch einachsig sich verhaltenden Apophyllit von Golden, Colorado, orientieren folgende Zahlen (Temperatur um 18°C):

λ in $\mu\mu$	ω	ε	$\varepsilon - \omega$
690,7	1,53108	1,53257	0,00149
589,3	1,53437	1,53555	0,00118
491,6	1,54032	1,54101	0,00069
404,7	1,54959	1,54962	0,00003.

Bezeichnet man die Wellenlänge, für die $\omega = \varepsilon$ ist, mit λ_0 , so ergeben sich für die anormalen Interferenzfarben der Interferenzringe folgende Beziehungen:

Brucitfarben (erster Ring innen bräunlichrot, außen blau), wenn $\lambda_0 < 342 \mu\mu$.

Leukocyklitfarben (erster Ring innen violett, außen grün), wenn λ_0 zwischen 342 und 397 $\mu\mu$ liegt.

Andreasbergerfarben (Mitte gelb, erster Ring blau, außen rot, gelb, grün), wenn λ_0 zwischen 397 und 424 $\mu\mu$ liegt.

Chromocyklitfarben (blau, grün, gelb-orange, rot, dunkelrot-braunrot), wenn $\lambda_0 > 424 \mu\mu$.

Es kann der Kern Interferenzbilder mit Brucitfarben, die Hülle solche mit Chromocyklitfarben ergeben. Kristalle, aus denen durch Erhitzen ein Teil des H_2O ausgetrieben wurde, zeigen meistens Brucitfarben.

Spezielle Morphologie: $a:c = 1:1,2515$ (Miller)

$\angle (001)/(111)$	$\angle (001)/(011)$	$\angle (001)/(113)$
$60^\circ 32'$	$51^\circ 23'$	$30^\circ 32'$

Hauptformen sind $\langle 001 \rangle$, $\langle 111 \rangle$, $\langle 100 \rangle$. Sehr häufig treten auch $\langle 210 \rangle$, $\langle 110 \rangle$, $\langle 310 \rangle$, $\langle 015 \rangle$, $\langle 012 \rangle$, $\langle 115 \rangle$, $\langle 113 \rangle$ auf. Die Projektionsfigur 104 zeigt deutlich, daß neben $[110]$ auch $[001]$ und $[100]$ Hauptzonen sind. Wir haben es also bereits nicht mehr mit einem eigentlichen planaren tetragonalen Kristalltypus zu tun. Sowohl die Spaltbarkeit nach

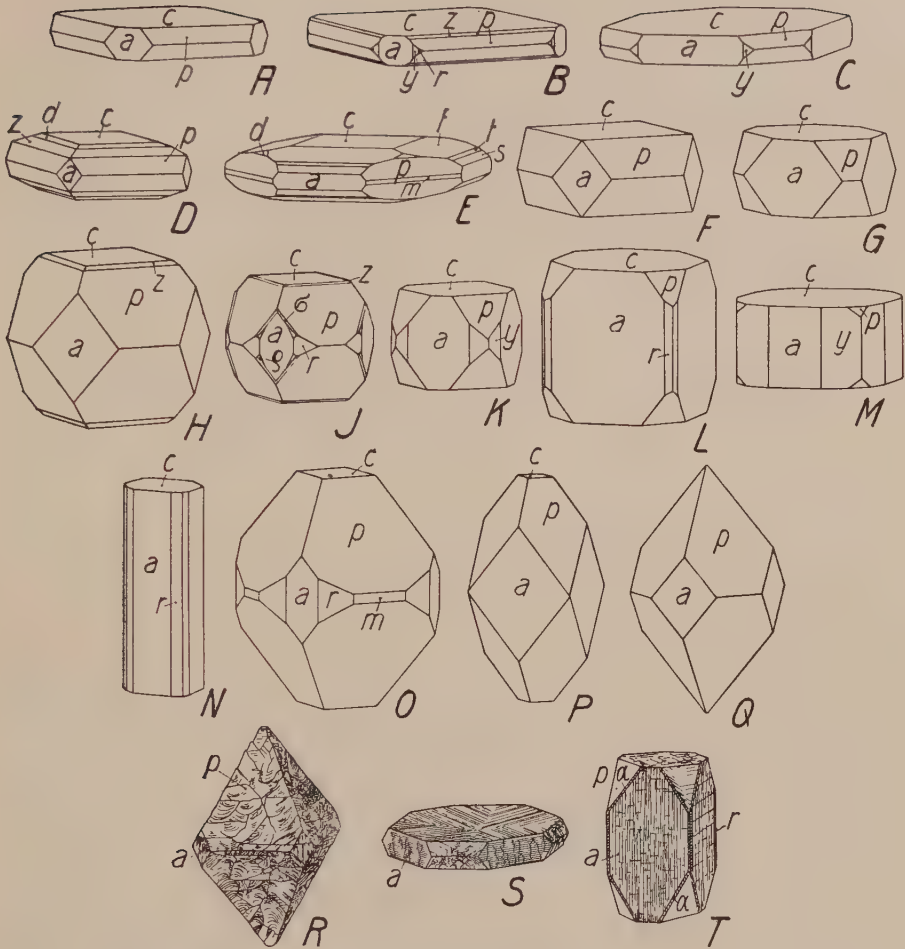


Fig. 105. Apophyllit. $c\langle 001\rangle$, $a\langle 100\rangle$, $y\langle 310\rangle$, $v\langle 210\rangle$, $m\langle 110\rangle$, $p\langle 111\rangle$, $z\langle 113\rangle$, $d\langle 115\rangle$, $s\langle 102\rangle$, $t\langle 103\rangle$, $f\langle 108\rangle$, $\sigma\langle 211\rangle$, $\alpha\langle 311\rangle$, $\rho\langle 621\rangle$. Die häufigste Kombination ist apc , die je nach relativer Flächengröße dünn- (A, Grönland), dick- (F, Ober-Arö), kurz- (G, Ober-Arö) oder spitzbipyramidale (P, Grönland) Ausbildung zeigt. Am tafeligen Habitus kommen naturgemäß die $[100]$ - und $[010]$ -Zonen am stärksten zur Geltung (D, Montecchio Maggiore; E, Haellestad), wogegen $[001]$ stark zurücktritt (mit mehreren Flächen an B, Utö, und C, Rézbanya). G leitet zur fast isometrischen Ausbildung H (Storr, Schottl.) über. Etwas flächenreicher ist J (Bergenhill, $[110]$ gewinnt an Bedeutung). Alle wichtigen $\{hk0\}$ -Flächen zeigen die prismatischen Kristalle K (Montecchio Magg.), L und N (Storr), M (Grönland). Spitzbipyramidale Ausbildung mit deutlich hervortretender $[001]$ -Zone charakterisiert O (Storr). Q (Edinbourg Shire) ist durch das seltene Fehlen von $\langle 001\rangle$ (Spaltfläche!) ausgezeichnet. R (Andreasberg), S (Neu-Schottland) und T (Schottland) zeigen typische Streifungen, Risse und Vizinalen.

tritt nur in geringen Quantitäten an Stelle von K_2O . Apophyllit ist wie alle Zeolithe ein hydrothermales Mineralisationsprodukt. In Mandeln, Drusen und Erzgängen findet man es am häufigsten, zusammen mit anderen Zeolithen, auch mit Datolith, Calcit usw. Umwandlungen in Calcit und Verdrängungen durch Quarz zeigen spätere chemische Prozesse an.

Eine morphologisch höchst ungenügend bekannte, vom kubischen zum tetragonal planaren Kristalltyp hintendierende Mineralgruppe ist die Gruppe der Melilithe.

Melilithgruppe Ca-Mg-Na-Al-Silikate. Tetragonal

Folgende einfacheren Mineralarten sind bekannt.

Åkermanit $[SiO_5 \cdot SiO_2]_{Ca_1}^{Mg}$, SiO_2 -Gehalt etwas variabel.

Gehlenit (Velardenit) $[SiO_5 \cdot AlO_2]_{Ca_2}^{Al}$,

Sarkolith, im wesentlichen wie Grossular zusammengesetzt, oft Na-haltig.

Hardystonit $[SiO_5 \cdot SiO_2]_{Ca_2}^{Zn}$.

Künstlich wurden auch Verbindungen wie $[SiO_5 \cdot SiO_2]_{Ca_2}^{Fe}$, sowie Mn-haltige Silikate dargestellt. Die natürlichen Melilithe sind Mischkristalle von Åkermanit und Gehlenit mit einer oder gar mehreren anderen Substanzen. Sie kommen öfters einer Zusammensetzung $Na_2O : (Ca, Mg)O : (Al, Fe)_2O_3 : SiO_2 = 1 : 11 : 2 : 9$ ziemlich nahe. K_2O und TiO_2 sind häufig gleichfalls zugegen.

Kennzeichen von Gehlenit und den Meliliten: Die tafeligen bis kurzprismatischen, quadratischen Kristalle sind weiß, gelblich, grau, braun, seltener grünlich. Außer einer guten bis deutlichen Spaltbarkeit nach der Basis ist eine undeutliche nach $\langle 110 \rangle$ beobachtet worden. Der Bruch ist im übrigen uneben bis muschelig. Die spröden Mineralien haben eine Härte von 5—6 und spezifische Gewichte von 2,9—3,1.

Physikalische Eigenschaften:

	ω (für Na-Licht)	ϵ	Doppel- brechung	Opt. Charakter	Spez. Gew.	Schmelz- punkt
Gehlenit (künstlich, rein)	1,669	1,658	0,011	—	3,038	1590°
Åkermanit (künstlich, rein)	1,631	1,638	0,007	+	2,944	1458°
Sarkolith (Vesuv)	1,604	1,615	0,011	+	2,92	—
Gehlenit (Mexico)	1,666	1,661	0,005	—	3,039	—
Melilithe	um 1,63		klein	±	2,9 bis 3,1	

Vom Gehlenit zum Åkermanit ist nach experimentellen Befunden eine kontinuierliche Mischkristallreihe vorhanden, innerhalb der sich der optische Charakter ändert. Die natürlichen Melilithe sind optisch oft anormal. Sie scheinen Entmischungsstrukturen aufzuweisen.

Spezielle Morphologie: Melilith findet sich mikroskopisch in manchen basischen Ergußgesteinen. Größere unzersetzte Kristalle sind relativ selten. Auch von Gehlenit sind nur wenige Kristallformen bekannt. Die Symmetrie innerhalb des tetragonalen Systemes ist noch nicht sichergestellt.

Man kann folgende einfachen Achsenverhältnisse als die zweckmäßigsten wählen:

Gehlenit $a:c = 1,1316$ (*Des Cloizeaux-Goldschmidt*, doch c-Achse doppelt so groß)

Melilith $a:c = 1,286$ (*Niggli*, nach *Des Cloizeaux*, jedoch umgestellt).

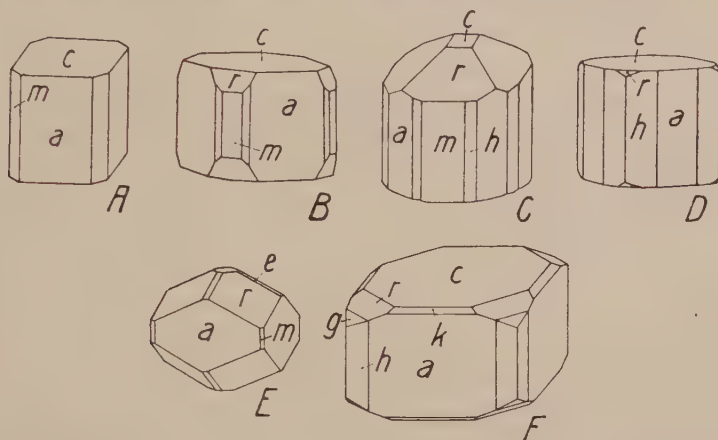


Fig. 106. Melilith (A, Capo di Bove; B, C, E, Vesuv; D, Albanergebirge) und Gehlenit (F, Monzoni). $c\langle 001\rangle$, $m\langle 100\rangle$, $h\langle 210\rangle$, $a\langle 110\rangle$, $e\langle 114\rangle$, $k\langle 7\cdot 7\cdot 12\rangle$, $g\langle 101\rangle$, $r\langle 102\rangle$. Die verschiedene Orientierung der einzelnen Figuren ist zu beachten. A, E und F sind um 45° gedreht zu denken. — Neben Kristallen, an denen hauptsächlich $[001]$ entwickelt ist (relatives Größenverhältnis von c und r stark variabel), kommen auch fast isometrische vor, die ganz an kubische erinnern (E). Am flächenreichsten ist die Gehlenitfigur.

Von Gehlenit sind bekannt die Formen: $\langle 001\rangle$, $\langle 100\rangle$, $\langle 110\rangle$, $\langle 120\rangle$, $\langle 011\rangle$, $\langle 012\rangle$, $\langle 047\rangle$ und eine Vizinale zu $\langle 112\rangle$. Von Melilith kennt man vorzugsweise: $\langle 001\rangle$, $\langle 110\rangle$, $\langle 100\rangle$, $\langle 120\rangle$, $\langle 012\rangle$. Der Sarkolith scheint tetragonal paramorph zu kristallisieren mit $a:c = 1:1,253$. Wichtige Formen dieses Minerals sind: $\langle 001\rangle$, $\langle 110\rangle$, $\langle 100\rangle$, $\langle 130\rangle$, $\langle 112\rangle$, $\langle 101\rangle$, $\langle 103\rangle$, $\langle 301\rangle$, $\langle 213\rangle$, $\langle 211\rangle$.

	Gehlenit	Melilith	Sarkolith
$\angle (001)/(101)$	$48^\circ 32'$	$52^\circ 8'$	$51^\circ 27'$

Der Habitus aller drei Kristallarten ist dicktafelig nach $\langle 001\rangle$, kurzprismatisch oder nahezu isometrisch (Fig. 106). Melilith zeigt zwillingähnliche Durchwachsungen mit fast senkrecht zueinander gestellten Hauptachsen.

Vorkommen: Gehlenit und Sarkolith findet man vorzugsweise in kontaktmetamorphen Kalksteinen, Melilith ist auch ein Gemengteil von jungen Eruptivgesteinen. Melilith wird außerordentlich leicht in zeolithartige Substanzen zersetzt, wobei er ein erdiges und trübes Aussehen annimmt.

2. Hypotetragonaler bis hypokubischer Übergangstypus

Ausgehend von extrem planaren tetragonalen Kristalltypen hat uns die Betrachtung übergeführt zu nahezu pseudokubischen Substanzen. An Stelle der vorzugsweise tafeligen Entwicklung trat immer mehr die bipyramidale, kurzprismatische bis isometrische, zum Teil bereits mit Anklängen an eine einfache langprismatische Ausbildung. Wir näherten uns so sukzessiv dem tetragonalen und hypotetragonalen Mitteltypus. Dieser ist aber nichts anderes als der kubische, bezw. hypokubische Kristalltyp, den wir bereits besprochen haben. Weder eine singuläre Fläche noch eine singuläre Zone beherrscht darin das Gesamtverhalten. Ein näheres Eingehen auf diesen höchstsymmetrischen Typus erübrigt sich nach den ausführlich behandelten Beispielen. Indessen wurden einzelne Kristallarten zurückgestellt, die zwar diesem Typus, den Begriff im weiteren Sinne gefaßt, angehören, dem äußeren Habitus nach jedoch mehr hypotetragonal erscheinen. Sie mögen ihren Platz an dieser Stelle finden. Es handelt sich um relativ niedrigsymmetrische Kristallarten, bei denen trotz ausgeglichener metrischer Verhältnisse einzelne Zonen und Flächenlagen gegenüber den pseudokubisch gleichwertigen deutlich dominieren. Unter den wichtigeren, hierher gehörigen Mineralgruppen seien besonders die des Antimonites und des Krokoites herausgegriffen.

Antimonitgruppe $R^{III}_2S_3$. Rhombisch holodrisch

Hauptminerale: Sb_2S_3 = Antimonit (Antimonglanz, Grauspießglanz); Bi_2S_3 = Bismutin (Wismutglanz). Ferner $(Bi, Sb)_2S_3$; $Bi_2S_3 \cdot 2 Bi_2Se_3$ oder Mischkristall = Guanajuatit. Bi_2Se_3 = Selenwismutglanz (Frenzelit).

Antimonit (Grauspießglanz, Antimonglanz, Stibnit) Sb_2S_3

Rhombisch holodrisch.

Spezielle Kennzeichen: Auf frisch geschlagenen Stufen sehr lebhafter Metallglanz, aber auch grau oder bunt angelaufen. Farbe und Strich bleigrau bis stahlgrau, oft etwas ins Grünliche spielend. Doch zeigen dünnste Plättchen tiefrote bis gelbrote Farbentöne, wenn sie durchscheinend sind.

Beim Polieren mit MgO färbt sich das Poliertuch sofort intensiv orangerot. Das Reflexionsvermögen ist in Anschliffen hoch, die Reflexionsfarbe weiß.

Sehr weich, mittlere Härte = 2. Bruch muschelrig. Über die Spaltbarkeit vergl. w. u. Spezifisches Gewicht 4,5—4,7.

Physikalische Konstanten: Schmelzpunkt um 550° . Siedepunkt 990° . Antimonit soll das am stärksten brechende und am stärksten doppelbrechende Mineral sein. Für die D-Linie wurden mit Hilfe komplizierter Methoden (opake Substanz!) berechnet: $n_{\alpha} = 4,37$, $n_{\gamma} = 5,12$, $n_{\gamma} - n_{\alpha} = 0,75$. Für die F-Linie ist $n_{\gamma} - n_{\alpha}$ sogar zu 1,04 bestimmt worden.

Der mittlere lineare Ausdehnungskoeffizient bei 40°C ist für Antimonit $= 1528 \cdot 10^{-8}$. Die spezifische Wärme zwischen $+4^{\circ}$ und $+45,7^{\circ}\text{C}$ wird zu 0,085 angegeben. Die thermische Leitfähigkeit ist nach verschiedenen Richtungen ziemlich stark verschieden. Längs der c-, a- und b-Achse verhält sie sich wie 1,8:1,3:1. Antimonit ist diatherman. Während Wismutglanz zum mindesten senkrecht zur c-Achse ziemlich gute elektrische Leitfähigkeit aufweist, ist Antimonit nicht leitend.

Interessant ist Antimonit wegen seiner Festigkeitsverhältnisse. Sehr vollkommen ist die Spaltbarkeit nach $\langle 010 \rangle$. Spaltbarkeiten werden ferner angegeben nach $\langle 001 \rangle$, $\langle 101 \rangle$, $\langle 110 \rangle$ und $\langle 100 \rangle$. Die Ebenen sehr vollkommener Spaltbarkeit sind zugleich Gleitflächen, mit $[001]$ als Gleitrichtung. Die Kristalle zeigen daher häufig Biegungen, und dünnere Kristalle lassen sich leicht um die a-Achse biegen, bzw. um die Vertikale als Torsionsachse torquieren. Es scheinen aber noch andere Gleitflächen wie $\langle 001 \rangle$, eventuell $\langle 014 \rangle$ und $\langle 015 \rangle$ vorhanden zu sein.

Spezielle Morphologie: Rhombisch holodrisch, $a:b:c = 0,99257:1:1,01788$ (Dana).

$$\begin{array}{ll} \angle(001):(111) = \varphi_0 = 55^{\circ} 15' & \angle(010):(110) = \varphi_0 = 45^{\circ} 13' \\ \angle(110):(\bar{1}\bar{1}0) = 89^{\circ} 34' & \angle(101):(10\bar{1}) = 91^{\circ} 26\frac{1}{2}' \\ \angle(111):(\bar{1}\bar{1}\bar{1}) = 70^{\circ} 48' & \angle(011):(0\bar{1}\bar{1}) = 91^{\circ} 1'. \end{array}$$

Aus dem Achsenverhältnis und den Winkelangaben geht hervor, daß hinsichtlich der Dimensionierung Antimonit typisch pseudokubisch ist. Bereits in den physikalischen Eigenschaften spiegelt sich indessen die ausgesprochen rhombische Symmetrie. Von den drei kubisch gleichwertigen Achsenpinakoiden (Würfel!) tritt das seitliche als ausgezeichnete Spalt- und Gleitfläche deutlich hervor. Allerdings werden auch von den zwei anderen Pinakoiden schlechte Spaltbarkeiten angegeben, und wie $\langle 101 \rangle$ scheint sich physikalisch $\langle 110 \rangle$ zu verhalten. Hinsichtlich der Wachstumsformen verhält sich Antimonit durchaus nicht pseudokubisch. Der Habitus der Kristalle ist fast durchwegs säulig oder spießig nach $[001]$. Und während $\langle 010 \rangle$ ziemlich die häufigste Wachstumsform ist, tritt bereits $\langle 100 \rangle$ stark zurück, und $\langle 001 \rangle$ ist mit Sicherheit überhaupt nicht als natürliche Begrenzungsform bekannt geworden. Da indessen das pseudotetragonale Prisma $\langle 110 \rangle$ fast stets zugegen ist und die pseudokubischen, bzw. pseudotetragonalen Bipyramiden $\langle 111 \rangle$ und $\langle 113 \rangle$ in vielen Fällen auftreten, erscheinen die säuligen Kristalle oft pseudotetragonal. Von den drei Achsenzonen ist die Zone $[001]$ die weitaus bedeutendste. Sie ist als Ganzes besser entwickelt gegen $\langle 010 \rangle$ hin als gegen $\langle 100 \rangle$ hin. Die große Zahl möglicher Flächen in

dieser Zone bedingt fast immer eine Längsstreifung bis Längsriefung parallel der c-Achse.

Die wichtigsten Formen der Vertikalprismenzone sind der Reihe nach:

$\langle 110 \rangle$, $\langle 010 \rangle$
 $\langle 210 \rangle$, $\langle 120 \rangle$, $\langle 130 \rangle$, $\langle 310 \rangle$
 $\langle 100 \rangle$, $\langle 230 \rangle$, $\langle 520 \rangle$, $\langle 340 \rangle$
 $\langle 140 \rangle$, $\langle 160 \rangle$, $\langle 250 \rangle$ usw.

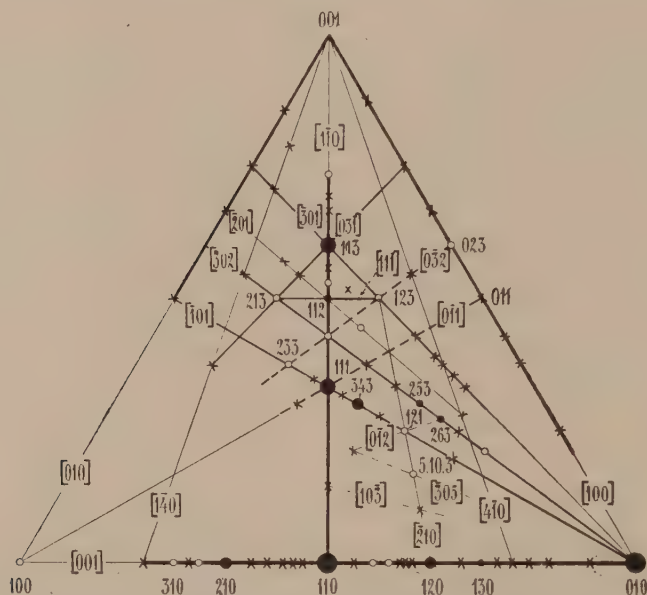


Fig. 107. Antimonit. Schematische Dreiecksprojektion der wichtigsten Formen, welche an den Kristallen von Felsöbánya konstatiert wurden. Wegen des extrem pseudokubischen Achsenverhältnisses ist das Dreieck (100), (010), (001) der gnomonischen Projektion auf eine zu $[111]$ senkrechte Ebene fast genau gleichseitig und daher weggelassen. Statt 233 lies 323.

Man sieht, daß, der Pseudotetragonalität entsprechend, zu den wichtigeren $\langle hk0 \rangle$ -Formen auch die Formen $\langle kh0 \rangle$ bekannt sind.

Die nächst wichtigen Entwicklungszonen sind die Zonen $[101]$, $[110]$ und $[302]$. Es treten die Zonen $[011]$ an Bedeutung zurück, so daß durch die Bipyramidenentwicklung der nach c pseudotetragonale Habitus oft vollständig zum Verschwinden gebracht wird.

Die wichtigsten der Zone $[101]$ angehörigen Formen sind:

$\langle 010 \rangle$, $\langle 111 \rangle$, $\langle 343 \rangle$, $\langle 353 \rangle$, $\langle 131 \rangle$, $\langle 313 \rangle$, $\langle 121 \rangle$, $\langle 101 \rangle$, $\langle 878 \rangle$, $\langle 434 \rangle$, $\langle 656 \rangle$.

In den Zonen $[110]$ treten am häufigsten auf:

$\langle 110 \rangle$, $\langle 111 \rangle$, $\langle 113 \rangle$, dann $\langle 112 \rangle$, $\langle 223 \rangle$, $\langle 229 \rangle$, $\langle 114 \rangle$, $\langle 5 \cdot 5 \cdot 11 \rangle$, $\langle 2 \cdot 2 \cdot 11 \rangle$, $\langle 115 \rangle$.

Sehr deutlich sind an flächenreichen Kristallen manchmal die Zonen $[302]$ entwickelt, es gehören ihnen dann besonders an: $\langle 010 \rangle$, $\langle 213 \rangle$, $\langle 243 \rangle$, $\langle 223 \rangle$, $\langle 273 \rangle$, $\langle 263 \rangle$, $\langle 253 \rangle$, $\langle 233 \rangle$, $\langle 293 \rangle$, $\langle 203 \rangle$, $\langle 416 \rangle$. Diese Zonen haben nun wieder ein kleines pseudo-

tetragonales Gegenstück in der Entwicklung parallel $[032]$ mit $\langle 123 \rangle$, $\langle 146 \rangle$, $\langle 023 \rangle$, $\langle 100 \rangle$, $\langle 523 \rangle$, $\langle 223 \rangle$ usw. Schließlich sind auch die Zonen $[301]$ und $[031]$ in ihrer Entwicklung charakteristisch mit $\langle 010 \rangle$, $\langle 113 \rangle$, $\langle 123 \rangle$, $\langle 153 \rangle$, $\langle 103 \rangle$ usw. einerseits und $\langle 113 \rangle$, $\langle 213 \rangle$, $\langle 313 \rangle$, $\langle 100 \rangle$, $\langle 413 \rangle$, $\langle 439 \rangle$ usw. anderseits. Der Zone $[013]$ sehr benachbart ist die manchmal wichtige Form $5 \cdot 10 \cdot 3$ sie liegt auch in der Zone $[210]$. Außerhalb der genannten Zonenverbände und der übrigen einfachen Zonen stehen unter den häufigen Formen nur $\langle 521 \rangle$ und $\langle 11 \cdot 3 \cdot 15 \rangle$ und eine in ihrer Lage etwas schwankende Form, vermutlich $\langle 361 \rangle$.

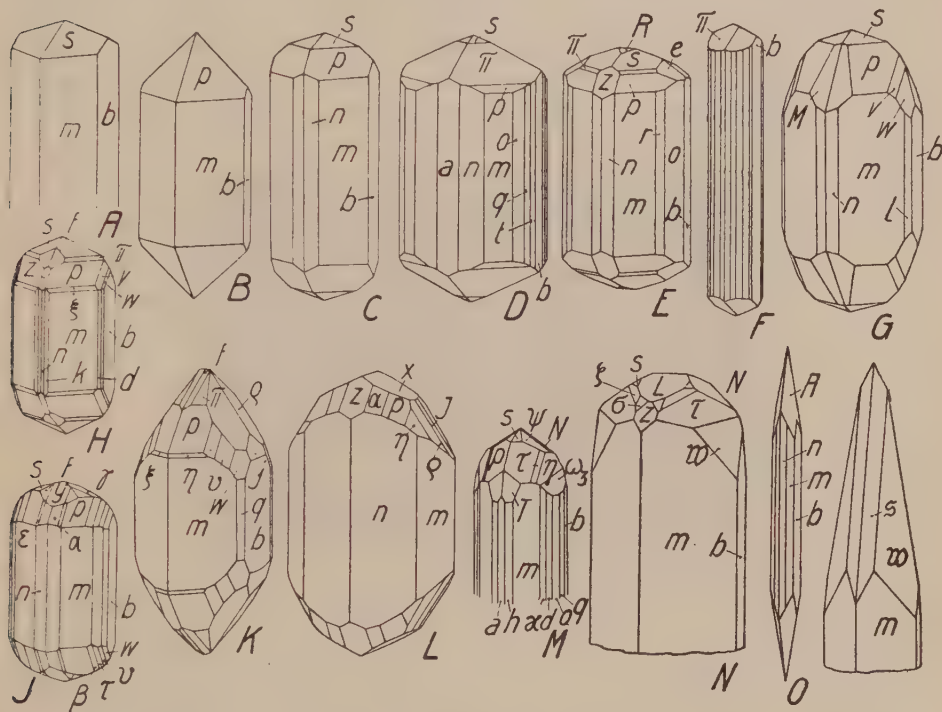


Fig. 108. Antimonit. An den 15 Abbildungen kommen im ganzen 44 verschiedene Formen zur Darstellung, nämlich: a $\langle 100 \rangle$, n $\langle 210 \rangle$, k $\langle 430 \rangle$, m $\langle 110 \rangle$, k $\langle 560 \rangle$, r $\langle 340 \rangle$, d $\langle 230 \rangle$, l $\langle 350 \rangle$, o $\langle 120 \rangle$, q $\langle 130 \rangle$, t $\langle 150 \rangle$, b $\langle 010 \rangle$, γ $\langle 013 \rangle$, x $\langle 012 \rangle$, N $\langle 023 \rangle$, J $\langle 053 \rangle$, j $\langle 031 \rangle$, z $\langle 101 \rangle$, y $\langle 102 \rangle$, L $\langle 103 \rangle$, R $\langle 106 \rangle$, ξ $\langle 331 \rangle$, p $\langle 111 \rangle$, ζ $\langle 223 \rangle$, π $\langle 112 \rangle$, s $\langle 113 \rangle$, α $\langle 434 \rangle$, s $\langle 878 \rangle$, β $\langle 676 \rangle$, τ $\langle 343 \rangle$, η $\langle 353 \rangle$, v $\langle 121 \rangle$, w $\langle 131 \rangle$, e $\langle 123 \rangle$, ρ $\langle 153 \rangle$, σ $\langle 213 \rangle$, f $\langle 214 \rangle$, M $\langle 413 \rangle$, T $\langle 521 \rangle$, A $\langle 361 \rangle$, ψ $\langle 146 \rangle$, ω $\langle 5 \cdot 10 \cdot 3 \rangle$, w $\langle 12 \cdot 19 \cdot 3 \rangle$, δ $\langle 40 \cdot 19 \cdot 10 \rangle$. Die Fundorte sind: Californien (A), Felsöbánya (B, E, G, J), Kapnik (C, D), Kremnitz (F, H), Bánya (N, P), Wolfsberg (O), Magurska (K, L), Shikoku (M). A und B sind einfachste Typen mit stumpf-, bzw. spitzbipyramidalen Enden. Beide Endformen finden sich an C vereinigt. Hier ist auch die $[001]$ -Zone schon besser entwickelt. Flächenreich ist diese bei D und M. F zeigt ihre typische Streifung (hervorgerufen durch n, m, r, t). An E sind die wichtigen Zonen $[110]$, $[101]$ und $[301]$ bereits schwach angedeutet. Reicher aber und mit mannigfaltigen Formen besetzt kommt $[101]$ besonders an G, H, J, K, L und M zur Geltung. Als Entwicklungszonen fallen sonst nur noch auf: $[201]$ bei J und K, $[035]$ bei K und L, $[104]$ bei der letzten Figur. Flächenreich, jedoch ohne stark ausgesprochene Entwicklungszonen ist N.

In der Projektionsfigur 107 sind nur vom wichtigen Vorkommnis Felsöbanya bekannte Formen eingetragen, da darüber eine gute Statistik besteht (*O. Neff*). Immerhin ergibt sich schon daraus die eigentümliche Entwicklungstendenz. Wichtigste Zonen strahlen von (010) aus. $\langle 100 \rangle$ ist Singulärform. Die Flächen häufen sich im Dreieck (010), (111), (001). So entsteht die für rhombische Symmetrie charakteristische asymmetrische Punktverteilung in der Dreiecksprojektionsfigur.

Hinsichtlich des speziellen Habitus (Fig. 108) kann man am ehesten zwischen flächenarmen und flächenreichen, sowie säuligen (mit stumpferen Bipyramiden) und spießigen (mit steilen Terminalflächen) Kristallen unterscheiden. Doch sind häufig in den formenreichsten Kristallen (z. B. nach *O. Neff* bei Ichniokawa, Japan) beide Terminalflächengruppen (die erstere mit $\langle 123 \rangle$, $\langle 023 \rangle$, $\langle 146 \rangle$, $\langle 113 \rangle$, $\langle 229 \rangle$, $\langle 115 \rangle$,



Fig. 109. Antimonit von Rosenau, Ungarn. Polierter und mit konzentrierter Kalilauge geätzter Anschliff. 36fache Vergrößerung. Durch die Ätzung sind die bei Antimonit so häufig, oft schon makroskopisch beobachteten Deformationen (Stauchung, Verbiegung, Übereinanderschlebung einzelner Lamellen) sichtbar geworden. Im polarisierten Licht zeigen solche Präparate vielfach „undulöse Auslöschung“.

$\langle 114 \rangle$, $\langle 213 \rangle$ usw., die zweite mit $\langle 111 \rangle$, $\langle 343 \rangle$, $\langle 233 \rangle$, $\langle 243 \rangle$, $\langle 253 \rangle$, $\langle 263 \rangle$, $\langle 273 \rangle$, $\langle 293 \rangle$ usw.) entwickelt. Die flächenarmen Kristalle enthalten meist nur $\langle 010 \rangle$, $\langle 110 \rangle \pm$ verschiedene $\langle hk0 \rangle$ und dazu $\langle 113 \rangle$ oder $\langle 111 \rangle$ oder $\langle 343 \rangle$ oder $\langle 121 \rangle$ oder ? $\langle 361 \rangle$.

Antimonit tritt häufig in radial- oder verworrenstrahligen Aggregaten nadeliger Kristalle auf. Seltener bildet er körnige oder dichte Massen. Im Anschliff unter dem Mikroskop sind oft sehr schöne Anwachszonen, auch Verbiegungen (Fig. 109) usw. zu erkennen. Zwillingsbildung weit vorwiegend nach (120).

Aus allen diesen auf die Morphologie bezüglichen Angaben geht die eigentümliche Stellung dieses Minerals (und seiner Verwandten) hervor. Es ist hinsichtlich des Achsenverhältnisses typisch pseudokubisch, mit Rücksicht auf die physikalischen und morphologischen Verhältnisse jedoch kaum mehr zum engeren kubischen Typus zu zählen. Es müssen strukturell die Richtungen $[001]$ über $[100]$ und diese über

[010] dominieren. Dadurch wird die Bedeutung von $\langle 010 \rangle$, das den zwei erstgenannten Zonen parallel geht, verständlich. Ferner müssen wachstumstechnisch [110], [101], [302] und [301] besonders wichtige Richtungen sein.

Hinsichtlich der Spaltbarkeit könnte man Antimonit eine Tendenz zum planaren tetragonalen Kristalltyp zuschreiben. Morphologisch bedingt das häufige Hervortreten der Zone [001] eine Hinneigung zum säuligen oder linearen Typ. Es vermittelt daher auch in dieser Hinsicht, trotz der deutlich erkennbaren niedrigeren Symmetrie, Antimonit zwischen den beiden im engeren Sinne tetragonalen (bzw. hypotetragonalen) Modalitäten. Wir sehen hier an einem Beispiel, wie durch strukturelle Komplikation die theoretisch ableitbaren Grenztypen ineinander übergehen können, unter Bewahrung gewisser Charakteristika eines jeden von ihnen.

Umwandlungen und Vorkommen: Auf Sb_2S_3 finden sich oft durch Umsetzung entstandene, flächenreiche Schwefelkristalle. Auch Sb_2O_3 (Valentinit), $\text{SbO}_2 + \text{H}_2\text{O}$ oder $\text{Sb}_2\text{S}_2\text{O}$ (Rotspießglanz) entsteht in der Verwitterungszone. Verdrängungspseudomorphosen sind ferner bekannt, bei denen sich opal- oder chalcedonartige Substanzen an Stelle von Antimonit abgesetzt haben. Auch Wurtzit bildet etwa Pseudomorphosen nach Antimonit.

Wichtigste Begleitminerale des apomagmatisch hydrothermalen Erzes sind: Quarz, Baryt, Galenit, Zinkblende, Gold und Zinnober.

Wismutglanz Bi_2S_3 . Rhombisch holödrisch

Spezielle Kennzeichen: Metallisch glänzend. Bleigrau mit Stich ins Zinnweiße, jedoch öfters gelblich oder bunt angelaufen. Strich grau. Härte 2. Spezifisches Gewicht 6,4—6,5. Physikalisch-morphologische Eigenschaften wie bei Antimonit (Spaltbarkeit, Gleitflächen). Schmilzt bei bedeutend höherer Temperatur, nämlich bei etwa 720°C . Elektrisches Leitvermögen ist gut, $\parallel c$ etwa 4-mal kleiner als $\perp c$. Spezifische Wärme zwischen 10° und $100^\circ = 0,06$.

Spezielle Morphologie: $a : b : c = 0,96794 : 1 : 0,98498$ (Groth). Isomorph mit Antimonit. Habitus der Kristalle meist dünnadelig. Auch blätterige und faserige bis derbe Massen bildend. Vereinzelt tritt Wismutglanz in Pegmatitgängen (z. B. Farsund) in bis 10 cm langen Kristallen auf, sonst ist er aber meist feiner kristallin als der oft großkristallisierte Antimonit. Wismutglanz ist flächenärmer als Antimonit. Neben $\langle 010 \rangle$, $\langle 100 \rangle$, $\langle 110 \rangle$, $\langle 120 \rangle$, $\langle 130 \rangle$, $\langle 140 \rangle$, $\langle 410 \rangle$, $\langle 101 \rangle$ wird auch $\langle 001 \rangle$ als beobachtete Wachstumsform angegeben.

Umwandlungen und Vorkommen: Pseudomorphosen von Wismutoxyden und -karbonaten gehören der Oxydationszone an. Wismutglanz ist pneumatolytisch bis hydrothermal gebildet worden.

Quarz, Feldspat, Granat, Kassiterit, Wolframit, Fluorit, Baryt, Braunspat, Galenit, Pyrit, Zinkblende, Chalkopyrit, Gold, Silbererze sind wichtigste Begleitminerale.

Krokoit (Rotbleierz) PbCrO_4 . Monoklin holoedrisch

Spezielle Kennzeichen: Das derb, als Anflug, in Kristallaggregaten und schönen Einzelkristallen auftretende Mineral ist durch seine leuchtend gelblichrote bis hyazinthrote Farbe und den orangegelben Strich ausgezeichnet. Es ist meist durchscheinend und besitzt etwas fettartigen Diamantglanz. Der Bruch ist kleinmuscheliger und uneben, die beste prismatische Spaltbarkeit verdient nur das Prädikat ziemlich vollkommen. Das Mineral ist milde. Härte = $2\frac{1}{2}$ bis 3. Spezifisches Gewicht 5,9 bis 6,1.

Physikalische Eigenschaften: Optisch zweiachsig positiv, $2V$ ca. 57° , $\rho \gg \nu$. Für Li-Licht ergaben sich für das stark doppelbrechende Mineral:

$$n_\alpha = 2,29 \quad n_\beta = 2,36 \quad n_\gamma = 2,66$$

Es ist $n_\beta = b$ und $n_\gamma/c = -5\frac{1}{2}^\circ$ bei starker Dispersion der Bisektrizen. Pleochroismus schwach.

Zwischen 0 und 12000 kg pro cm^2 läßt sich die lineare Kompressibilität $\frac{\Delta l}{l_0}$ für Krokoit in der Richtung [001] durch die Formel darstellen: $\frac{\Delta l}{l_0} = ap - bp^2$.

Es sind:

Temperatur in $^\circ\text{C}$	$a \times 10^7$	$b \times 10^{12}$
30°	4,978	3,78
75°	5,102	4,22

Spezielle Morphologie: Monoklin holoedrisch mit $a:b:c = 0,9603:1:0,9159$ $\angle \beta = 102^\circ 27'$ (Dauber).

(001)/(111)	(001)/($\bar{1}11$)	(001)/(101)	(110)/($\bar{1}10$)	(001)/(100)
$46^\circ 58'$	$58^\circ 24'$	$37^\circ 41'$	$86^\circ 19'$	$77^\circ 33'$

Trotz des von 90° erheblich abweichenden Winkels β kann man das Mineral im weiteren Sinne hypokubisch nennen. Neben undeutlich nadeligen, säuligen und körnigen Kristallen ist (vergl. Fig. 110) prismatische Ausbildung nach $\langle 110 \rangle$ oder $\langle 111 \rangle$, sowie an spitz rhomboedrische Entwicklung erinnernder Habitus zu verzeichnen. Auch bipyramidale und säulig-bipyramidale Kombinationen sind nicht selten, wenn $\langle hkl \rangle$ mit $\langle \bar{h}kl \rangle$ allein oder neben $\langle 110 \rangle$ dominieren. Ein großer Teil der oft sehr flächenreichen Kristalle zeichnet sich, der monoklinen Symmetrie entsprechend, durch relativ viele, einander nicht parallele, oft die Hauptflächen schief abschneidende Kanten aus (Fig. 110, N, S). Ein Blick auf die Projektionsfigur der wichtigeren bekannten Wachstumsformen (Fig. 111) zeigt auch sofort, daß nur wenige Hauptzonen hervortreten, im übrigen aber die Formen nur in jeweiligen geringer Zahl tautozonal sind. Die habitusbestimmende Hauptzone ist im allgemeinen die Zone [001]. Dementsprechend ist die Hauptform $\langle 110 \rangle$ oft vertikal gestreift (Fig. 110, L). Am nächstwichtigsten sind die Zonen [100], [010], [011], [110]. Letzterer gehören $\langle 111 \rangle$ und $\langle \bar{1}11 \rangle$ an, die neben $\langle 401 \rangle$, $\langle 101 \rangle$, $\langle 021 \rangle$, $\langle 011 \rangle$, $\langle 120 \rangle$, $\langle 100 \rangle$ wohl am häufigsten angetroffen werden.

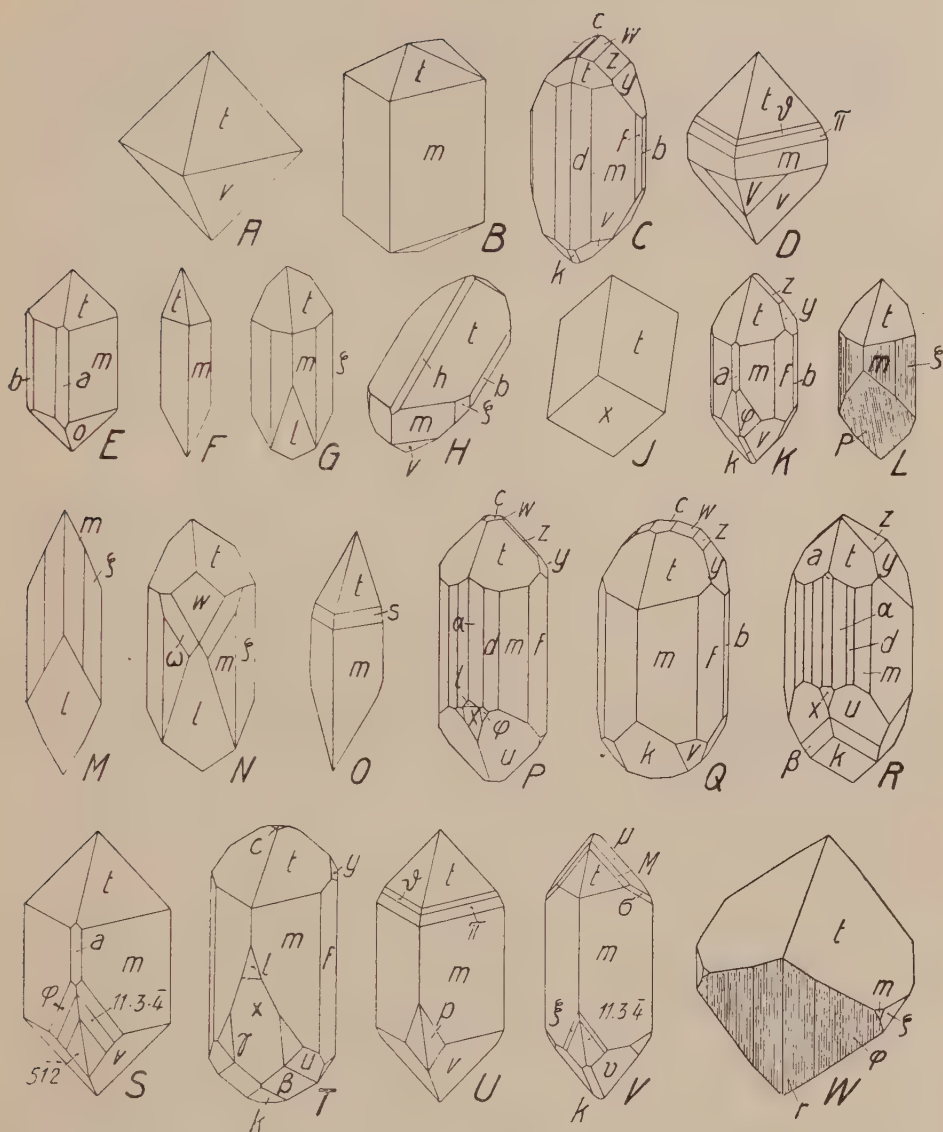


Fig. 110. Krokoiit. a $\langle 100 \rangle$, b $\langle 010 \rangle$, c $\langle 001 \rangle$, y $\langle 021 \rangle$, z $\langle 011 \rangle$, w $\langle 012 \rangle$, w (in Fig. N) $\langle 801 \rangle$, h $\langle 101 \rangle$, k $\langle 101 \rangle$, P $\langle 403 \rangle$, x $\langle 301 \rangle$, l $\langle 401 \rangle$, α $\langle 310 \rangle$, d $\langle 210 \rangle$, m $\langle 110 \rangle$, ζ $\langle 350 \rangle$, f $\langle 120 \rangle$, t $\langle 111 \rangle$, ϑ $\langle 332 \rangle$, π $\langle 221 \rangle$, s $\langle 441 \rangle$, v (= o in E) $\langle 111 \rangle$, V $\langle 11 \cdot 10 \cdot 10 \rangle$, u $\langle 211 \rangle$, φ $\langle 311 \rangle$, ξ $\langle 411 \rangle$, σ $\langle 352 \rangle$, μ $\langle 154 \rangle$, M $\langle 6 \cdot 10 \cdot 9 \rangle$, ω $\langle 12 \cdot 4 \cdot 1 \rangle$, β $\langle 312 \rangle$, r $\langle 612 \rangle$, p $\langle 18 \cdot 1 \cdot 5 \rangle$. Fundorte: Philippinen (A, D, U, V), Tasmanien (C), Beresow (H, J, K, P, Q, R, S, T), Umtali Distr. (L), Panhalongo (W). Teils durch Flächenreichtum, teils durch bloße Längsentwicklung tritt an den meisten dieser Habitusbilder vor allem $[001]$ hervor. Demgegenüber fallen J und M durch die rhomboederartige, A durch die „bipyramidale“ Ausbildung auf. H ist säulig nach $[111]$, d. h. gestreckt nach $[10\bar{1}]$. $[100]$ erscheint besonders flächenreich an C und Q. Von Interesse sind die Zonen $[1\bar{1}\bar{1}]$ an R (m, u, β, k), $[1\bar{1}2]$ an S ($m, \varphi, 11 \cdot 3 \cdot 4$, $51\bar{2}$) und $[1\bar{1}3]$ an V ($m, \xi, 11 \cdot 3 \cdot 4$).

Von (100) und (110) strahlen aber noch eine Reihe untergeordneter Zonen aus, die nicht selten an Einzelindividuen als solche zu erkennen sind. Neben der ziemlich vollkommenen Spaltbarkeit nach $\langle 110 \rangle$ sind auch schlechtere Spaltbarkeiten nach $\langle 001 \rangle$ und $\langle 100 \rangle$ bemerkt worden.

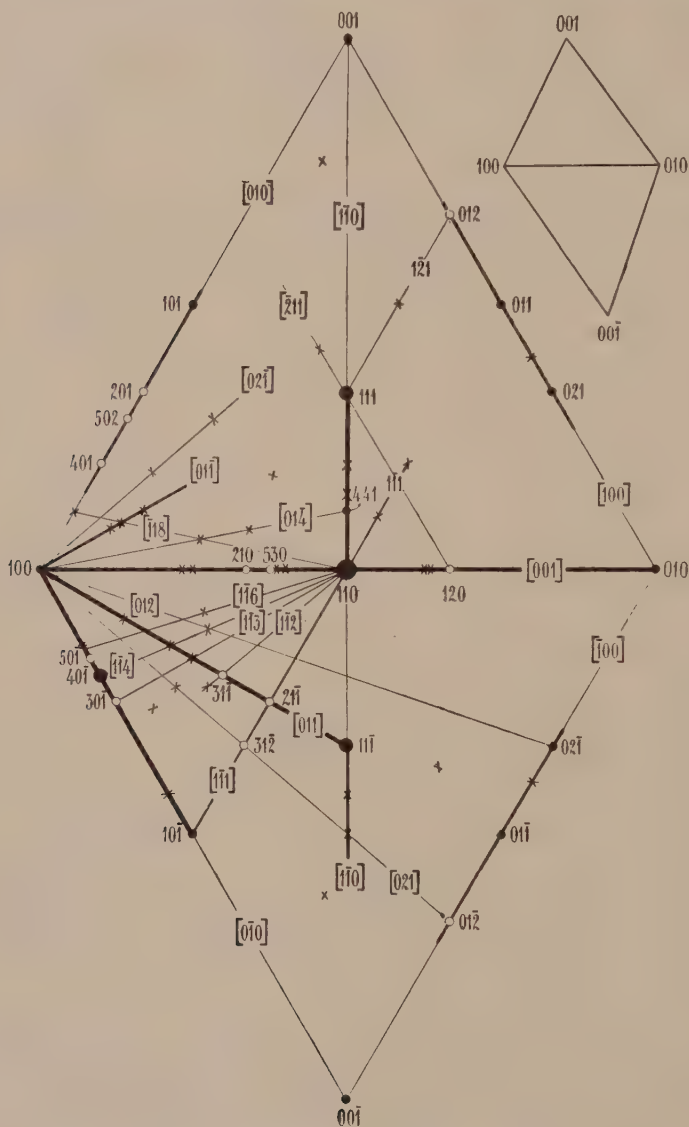


Fig. 111. Projektion der hauptsächlichsten Flächen und Zonen von Krokite. Die beiden Projektionsdreiecke 100, 010, 001 und 100, 010, 00 $\bar{1}$ sind in einer Ebene zusammengelegt. Die Schiefwinkligkeit des Doppeldreiecks rechts oben, welches die der schematischen Hauptfigur entsprechenden gnomonischen Projektionen darstellt, läßt die (namentlich in den Winkelgrößen) von der kubischen Metrik abweichende Geometrie des Krokits auf den ersten Blick erkennen.

Als Ganzes ergibt sich somit das Bild einer Kristallart, die weder durch eine ausgezeichnete Richtung noch durch eine ausgezeichnete Fläche charakterisiert werden kann, jedoch Züge des bereits besprochenen planaren hypotetragonalen Typus mit Zügen des zu besprechenden linearen (axialen) Typus vereinigt.

Vorkommen: Krokoit ist kein sehr häufiges Mineral. Öfters findet es sich mit Galenit, aus dem es entstanden ist. Auch chromithaltige peridotitische Gesteine geben bei Anwesenheit von Pb Veranlassung zur Krokoitbildung.

3. Linearer, axialer, säuliger tetragonaler (bzw. hypotetragonaler) Kristalltypus. [001]-Typus

Wie vom tetragonalen Glimmertypus bis zum pseudokubischen Kristalltyp alle Übergänge vorhanden sind, so stellt auch der eigentliche lineare Typus nur das Endglied einer Entwicklungsreihe dar, die hier an Hand einzelner Beispiele charakterisiert werden soll. Der prismatische Habitus beginnt jetzt im Durchschnitt über den tafeligen und bipyramidalen zu dominieren, die Hauptspaltformen sind Prismen, die zweckmäßigste Wahl des Achsenverhältnisses führt zu $c < a$. Wir wollen in Fortsetzung des eingeschlagenen Weges die Besprechung mit Mineralarten beginnen, die nur schwach diese säulige bis lineare Entwicklungstendenz zum Ausdruck bringen. Daran schließen sich morphologisch bereits typischere Glieder der Reihe an.

Andalusit $[\text{SiO}_5]\text{Al}_2$. Rhombisch holoeidrisch, pseudotetragonal

Spezielle Kennzeichen: Glasglänzende, durchsichtige Kristalle von rötlicher bis olivengrüner Farbe sind selten. Meistens handelt es sich um matte, zersetzte, durchscheinende bis undurchsichtige, säulige Kristalle von grauer, fleischroter, blaßroter oder violetter Farbe. In Gesteinen eingewachsen findet man lange weiße Säulen mit schwarzen, durch Bitumen verunreinigten Partien (Fig. 112), die im Querschnitt zu hübschen, kreuzartigen Zeichnungen Veranlassung geben, sogen. Chiastolith (vergl. auch Fig. 113, G). Eine deutliche prismatische (pseudotetragonale) Spaltbarkeit ist neben schlechteren pinakoidalen längs der gleichen Säulenrichtung wahrnehmbar. Der Bruch ist im übrigen kleinschuppig bis uneben. Die wirkliche Härte des frischen Andalusites ist hoch, $7-7\frac{1}{2}$, meist jedoch ist die wahrnehmbare Härte infolge von Zersetzungs Vorgängen viel geringer. Spezifisches Gewicht 3,1—3,2 (im Mittel 3,16). Charakteristisch für manche natürlichen Andalusite ist eine sekundär gebildete Oberflächenschicht von Muskowit oder Sericit.

Spezielle physikalische Eigenschaften: Die optischen Eigenschaften sind, wohl in Abhängigkeit von kleinen Beimengungen (Mn_2O_3 , Fe_2O_3 , TiO_2), etwas variabel. Auch gibt es ein als Viridin bezeichnetes, Mn_2O_3 -führendes Mineral mit anderer optischer Orientierung als Andalusit. Nachstehend seien einige Daten zusammengestellt.

	Spez. Gewicht	Na-Licht			Opt. Charakter	2 V	Opt. Orientierung
		n_α	n_β	n_γ			
Andalusit, rot . .	3,154	1,633	1,639	1,644	—	84°	$a = n_\gamma$ $b = n_\beta$ $c = n_\alpha$
Andalusit, grüngelb	3,162	1,640	1,644	1,647	—	85°	
Andalusit, blaßrot .	—	1,635	1,640	1,644	—	81°	
Andalusit, braunrot	3,118	1,629	1,633	1,639	—	83°	
Viridin	3,220	1,662	1,671	1,691	+	71°	$a = n_\alpha$, $b = n_\beta$

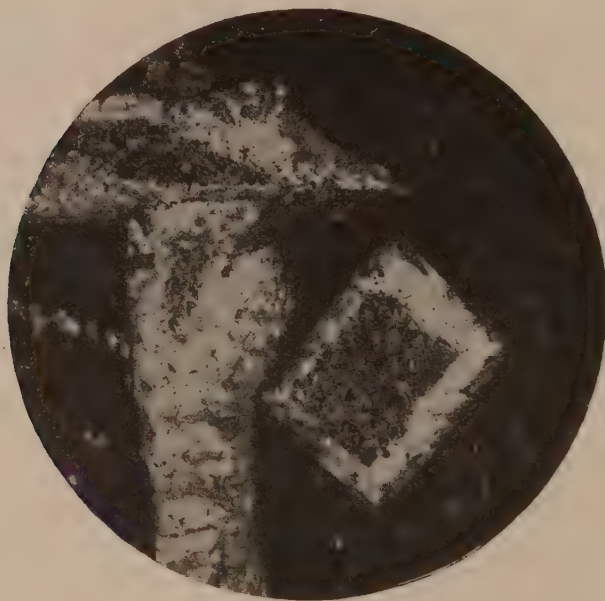


Fig. 112. Chistolithschiefer von Gefrees, Fichtelgebirge. Von den drei großen Chistolithkristallen ist derjenige mit fast quadratischem Querschnitt nahezu senkrecht zur c -Achse getroffen, der lange weiße aber ziemlich achsenparallel, während die Orientierung des dritten eine Mittellage zwischen den beiden andern einnimmt. Die dunkleren Kerne sind durch bituminöse Verunreinigungen bedingt.

Vergr. 65 fach.

Dispersion für den kleinen Achsenwinkel durchwegs $\rho < \nu$. Im normalen Gesteinsdünnschliff sind die Andalusite meist nur wenig gefärbt, fast farblos. Man erkennt etwa für Licht, das $\parallel n_\gamma$ schwingt, rote bis gelbe Farbtöne, für Licht, das $\parallel n_\alpha$ und n_β schwingt, grünliche Farbtöne. Spezifische Wärme zwischen 50 und $100^\circ = 0,17$, bei $200^\circ = 0,18$.

Spezielle Morphologie: Rhombisch holoedrisch, $a:b:c = 0,9861 : 1 : 0,7025$ (Dana).

$$\begin{array}{cccc} \angle (001)/(111) & \angle (001)/(011) & \angle (001)/(101) & \angle (110)/(\bar{1}\bar{1}0) \\ 45^\circ 1' & 35^\circ 5' & 35^\circ 28' & 89^\circ 12' \end{array}$$

Der pseudotetragonale Charakter parallel der c-Achse ergibt sich aus dem Achsenverhältnis und dem Winkel des Einheitsprismas. Andalusit ist eine sehr formenarme Mineralspezies (Fig. 113). Der dicksäulige

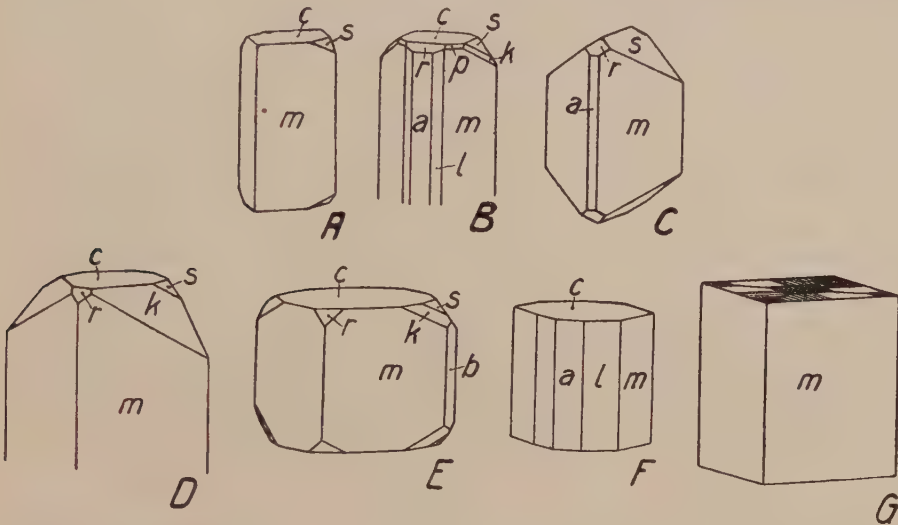


Fig. 113. Habitusbilder von Andalusit. $a\langle 100 \rangle$, $b\langle 010 \rangle$, $c\langle 001 \rangle$, $s\langle 011 \rangle$, $r\langle 101 \rangle$, $l\langle 210 \rangle$, $m\langle 110 \rangle$, $k\langle 121 \rangle$. m und c sind die wichtigsten Formen des Andalusits und bilden, miteinander kombiniert, ein ausgesprochen pseudotetragonales, nach der c-Achse gestrecktes Prisma. Andere Formen treten meist nur ganz untergeordnet hinzu. A (Lisenz) ist in dieser Hinsicht typisch. Indem sich s bis zum Verschwinden von c ausdehnt, bekommen die Kristalle das ungewöhnlichere Aussehen von C. D und E (Aberdeenshire) sind durch Flächen allgemeinsten Lage ($\langle 121 \rangle$, nicht $\langle 111 \rangle$!) ausgezeichnet. Eine verhältnismäßig gute Entwicklung zeigt einzig $[001]$ (B, Delaware Co.; F, Ariège). Kreuzartige, durch bituminöse Einschlüsse und eigentümliche Wachstumsverhältnisse bedingte Zeichnungen auf den Basisflächen, bzw. Querschnitten $\parallel \langle 001 \rangle$ charakterisiert die als Chiasmolith bezeichnete Abart des Andalusits (G).

Habitus wird fast stets durch vorherrschendes $\langle 110 \rangle$ bedingt. Die Basis fehlt kaum je, kann aber durch $\langle 011 \rangle$, seltener durch $\langle 101 \rangle$ zurückgedrängt werden. In der Hauptzone $[001]$ liegen neben $\langle 110 \rangle$ noch $\langle 120 \rangle$, $\langle 210 \rangle$, $\langle 010 \rangle$ und $\langle 100 \rangle$. Nur drei andere Zonen treten äußerlich bei den seltenen flächenreichen Kristallen hervor, nämlich $[100]$, $[\bar{1}\bar{1}1]$ und $[110]$. $\langle 121 \rangle$ ist häufiger als $\langle 111 \rangle$. Einen Überblick bietet die Dreiecksprojektion in Fig. 114.

Chemische Verhältnisse, Umwandlungen und Vorkommen: Neben den bereits erwähnten dreiwertigen Elementen Fe und Mn, die für Al

substituierend eintreten, wurden auch kleine Mengen von MgO und CaO analytisch festgestellt. Ti tritt in geringen Quantitäten an Stelle von Si. Andalusit ist eine der drei als Mineralien bekannten Modifikationen von $[\text{SiO}_5]\text{Al}_2$ (siehe „Allgemeine Mineralogie“, S. 528). Bei hoher Temperatur scheint jedoch aus Andalusit Mullit ($3\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2$) zu entstehen. Auch die beiden anderen polymorphen Modifikationen von $[\text{SiO}_5]\text{Al}_2$, Disthen und Sillimanit, gehen beim Schmelzen in Mullit und SiO_2 über, und zwar das Mineral Disthen bei niedrigerer Temperatur als Andalusit,

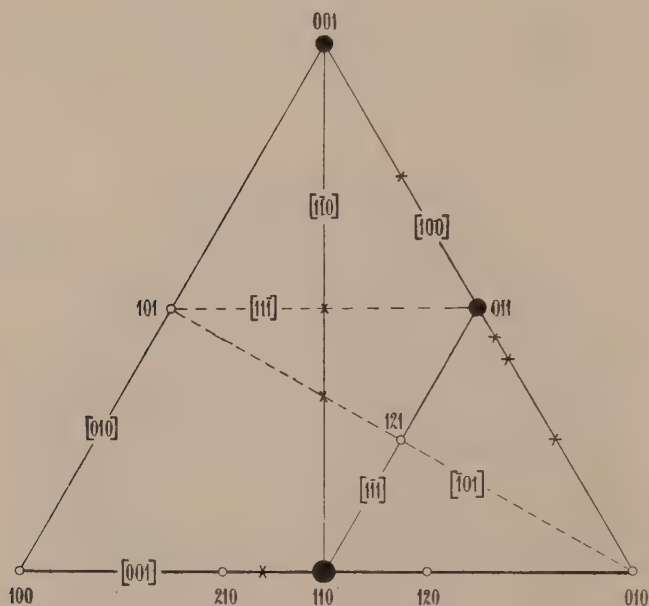


Fig. 114. Schematische Dreiecksprojektion der gesicherten Flächen und Entwicklungszonen von Andalusit. Entsprechend der säuligen Ausbildung ist $\{001\}$ etwas hervorgehoben.

Sillimanit aber bei höherer Temperatur als Andalusit. Andalusit wandelt sich außerordentlich leicht in hellen Glimmer (Glimmerhäute), aber auch in Disthen und in kaolin- bis steatitähnliche Produkte um. Regelmäßige Verwachsungen von Andalusit mit Sillimanit (parallele oder gekreuzte c-Achsen) deuten darauf hin, daß beide Mineralien unter ähnlichen Bedingungen entstehen können.

Andalusit ist ein typisches Mineral der Katametamorphose (besonders Kontaktmetamorphose) von tonigen Gesteinen. Es findet sich jedoch auch in Al-reichen Eruptivgesteinen, in Pegmatiten und in hydrothermal gebildeten Quarzadern. Cordierit, Quarz, Feldspat, Glimmer sind wichtigste Begleitmineralien.

Vesuvian (Idokras)

Silikat komplexer Zusammensetzung, ungefähr $[\text{Si}_5\text{O}_{21}]\text{Al}_3\text{Ca}_6(\text{H}, \text{F}, \text{K}, \text{Na})$, mit teilweiseem Ersatz des Ca durch Mg, Fe, Mn, des Al durch Fe... und des Si durch Ti. Tetragonal holoedrisch

Spezielle Kennzeichen: Die körnigen, dichten oder strahligen Aggregate und die meist kurzsäuligen Einzelkristalle sind in der Farbe sehr variabel. Grüne, grünbraune, gelbbraune (pistazien-, oliven-, öl-, gelbgrüne) oder gelbe Farbentöne herrschen vor. Seltener ist Vesuvian schwarzbraun oder blaßblau. Die durchsichtigen Kristalle weisen oft guten Glasglanz auf. Da die Spaltbarkeiten nach $\langle 110 \rangle$, $\langle 100 \rangle$ und noch mehr nach $\langle 001 \rangle$ nur unvollkommen sind, ist der Bruch meist uneben, muschelrig. Darauf findet sich Fettglanz. Das Mineral ist spröde. Die Härte ist $6\frac{1}{2}$, das spezifische Gewicht variiert mit der Zusammensetzung, besonders zwischen 3,3 und 3,45.

Physikalische Eigenschaften: Auch die optischen Konstanten sind vom Chiasmus abhängig, ohne daß es bis jetzt gelungen wäre, eindeutige Beziehungen aufzufinden. Vesuvian ist schwach doppelbrechend und meist negativ. Doch ändert sich der optische Charakter an ein- und demselben Kristall oft mit λ . Dazu kommt häufig eine Zonarstruktur mit wechselnder Doppelbrechung der einzelnen Teile. Es resultieren dann anomale Interferenzfarben und eine Sektorenteilung. Hie und da ist Vesuvian zudem anomal zweiachsig. Einige für Na-Licht geltende Daten sind nachfolgend zusammengestellt:

	ω	ε	$\varepsilon - \omega$	Spez. Gew.
Vesuvian, Ersby . . .	1,7261	1,7212	— 0,0049	—
„ , Mansjö . . .	1,7253	1,7204	— 0,0049	3,336
„ , Tennberg . . .	1,7232	1,7189	— 0,0043	3,417
„ , Alatal . . .	1,7235	1,7206	— 0,0029	—
„ , Sandford Mt. . .	1,705	1,701	— 0,004	—
„ , Wilui . . .	1,716	1,721	+ 0,005	—
„ , Almunge . . .	1,7311	1,7269	— 0,0042	—

Der Pleochroismus ist schwach und im Dünnschliff nur bei den dunklen Varietäten erkennbar. ω = farblos, blau bis gelb, bräunlichgrau oder lichtgrün, ε = farblos, rötlich, grün oder goldgelb. Meist ist die Absorption $\varepsilon > \omega$, jedoch für blaue Kristalle des Cyprins (dunkelblau, fast farblos) und braune Kristalle von Ala (gelbbraun) ist die Absorption $\omega > \varepsilon$.

Im Ultraroten besitzen bei $\lambda = 52 \mu$ der ordentliche und bei $\lambda = 83 \mu$ der außerordentliche Strahl Reflexionsmaxima. Die Dielektrizitätskonstante für $\lambda = 300 \mu$ wurde für Schwingungen $\parallel c$ an Vesuvian von Egg zu 9,4 bestimmt; $\perp c$ ergibt sich der Wert 8,6.

Vesuvian ist thermisch bald positiv, bald negativ. Die spezifische Wärme zwischen 12° und 100° beträgt 0,195. Der lineare Ausdehnungskoeffizient bei 40° wurde bestimmt zu $\alpha \cdot 10^8 = 740 \parallel c$ und zu $840 \perp c$ (Kristalle von Wilui). Ebenfalls an Kristallen von Wilui wurde im Gegensatz dazu bestimmt $\alpha \cdot 10^8 = 1110 \parallel c$ und $\alpha \cdot 10^8 = 850 \perp c$, zwischen 20° und 120° .

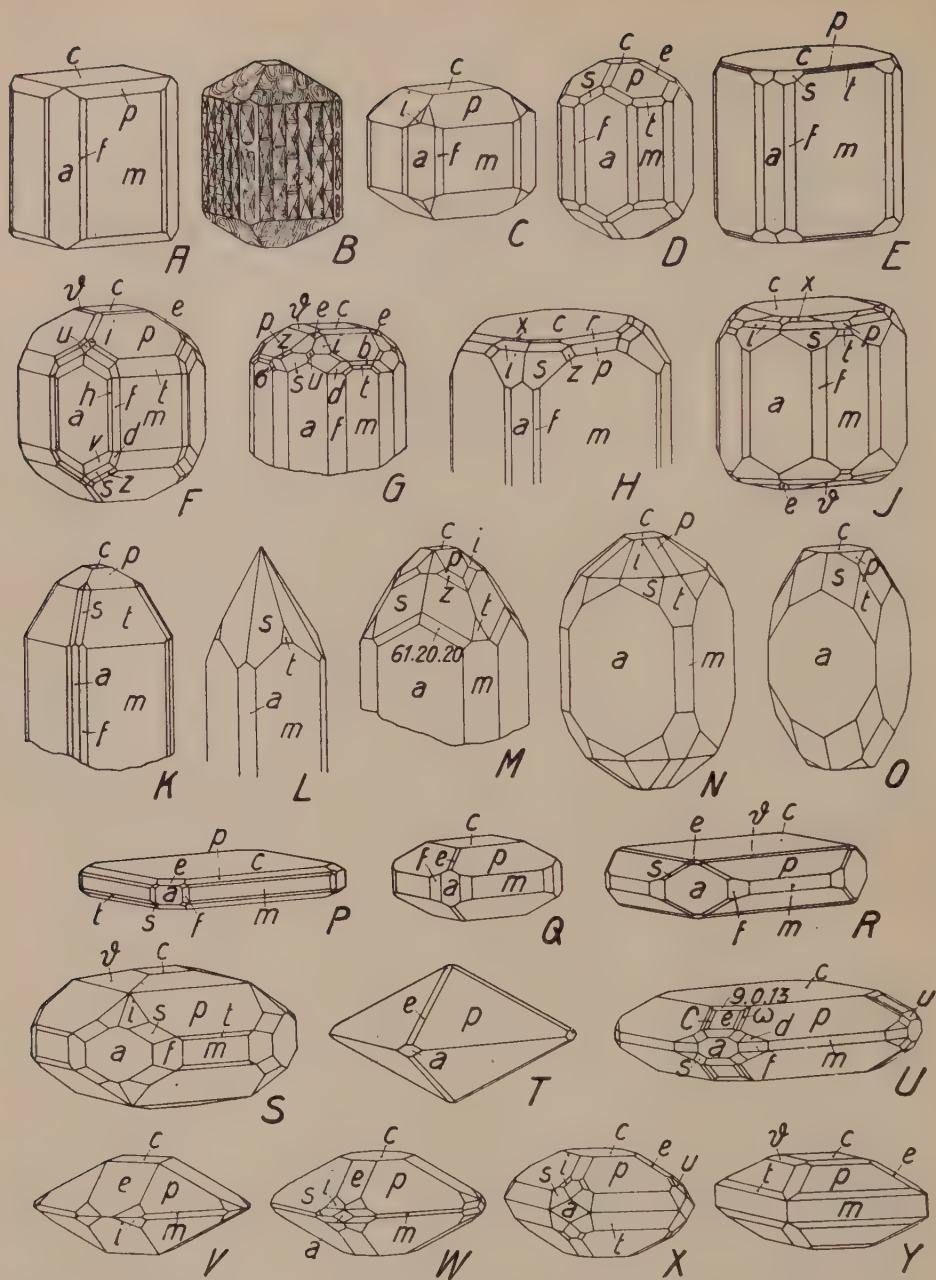


Fig. 115. Vesuvian. $a\langle 100\rangle$, $h\langle 310\rangle$, $f\langle 210\rangle$, $m\langle 110\rangle$, $c\langle 001\rangle$, $t\langle 3\bar{3}1\rangle$, $b\langle 221\rangle$, $p\langle 111\rangle$, $r\langle 112\rangle$, $\vartheta\langle 113\rangle$, $u\langle 201\rangle$, $e\langle 101\rangle$, $v\langle 511\rangle$, $s\langle 311\rangle$, $lz\langle 211\rangle$, $\omega\langle 377\rangle$, $C\langle 299\rangle$, $i\langle 132\rangle$, $x\langle 133\rangle$, $d\langle 421\rangle$, $\sigma\langle 531\rangle$. Fundorte: Vesuv (A, R, U), Wilui (B), Zermatt (C, J), Pajsberg (D), Mussa Alp (E, N), Albanergebirge (F), Pfitsch (G, S), Aberdeenshire (H), Achmatowsk (K, V, W, X, Y), Saastal (L), Ural (M), Susa (O), Aarvold (P, Q), Cziklowa (T). Von der typischen, sowohl prismatischen wie dicktafeligen Kombination $mcapef$ (A, Q) führen Übergänge einerseits zu prismatischen Ausbildungen mit steilen Endflächen (z. B. L), anderseits zu bipyramidalen Typen (z. B. T).

Spezielle Morphologie: Das Achsenverhältnis variiert etwas mit dem Chemismus. $a:c = 1:0,5375$ (*Zepharovich*) gibt:

$$\angle (001):(101) = 28^\circ 15\frac{1}{2}' \quad \angle (111):(\bar{1}\bar{1}1) = 50^\circ 40'$$

$$\angle (001):(111) = 37^\circ 14'.$$

Die Kristalle (Fig. 115) sind meist kurzsäulig bis isometrisch oder dicktafelig. Seltener sind bipyramidale oder nadelige Ausbildungen. Viele Kombinationen erinnern an kubische Kristalle, insbesondere an Granat.

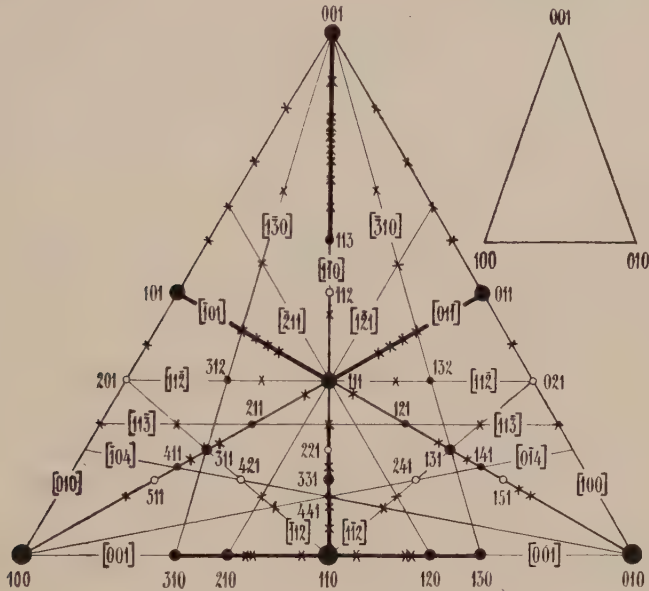


Fig. 116. Die sicheren Flächen und hauptsächlichsten Zonen von Vesuvian in schematischer Dreiecksprojektion. Die Beziehung $c \angle a$ kommt im gnomonisch richtigen Projektionsdreieck 100, 010, 001 dadurch zum Ausdruck, daß die Seitenschenkel größer sind als die Grundlinie (kleine Figur rechts oben). Daß [001], [110] und [101] die wichtigsten Zonen sind, bestätigt die Zusammenstellung der Fig. 115. Von den weiteren, in der Projektion angegebenen Zonen kommt z. B. [130] (s, i, x) in J und W zur Geltung. [121] findet sich an G (f, a, p). An derselben Figur ist [112], bzw. [112] mit m, a, d, s, u, p entwickelt. Das Zonenstück p:i (bzw. u) kehrt mehrfach wieder (z. B. C, F, J usw.).

Die Hauptformen sind: $\langle 110 \rangle$, $\langle 100 \rangle$, $\langle 111 \rangle$, $\langle 001 \rangle$, $\langle 101 \rangle$, $\langle 331 \rangle$, $\langle 311 \rangle$, $\langle 120 \rangle$, $\langle 130 \rangle$, $\langle 211 \rangle$, $\langle 113 \rangle$. Oft ist Vesuvian ziemlich flächenreich, dann treten deutlich die Zonen [001], [101], [110] und [100] als Entwicklungszonen in Erscheinung. Die Zone [001] weist gerne starke Riefung parallel der Zonenachse auf. In Fig. 116 ist eine Projektion der wichtigeren bekannten Formen gegeben. Recht deutlich ist an ihr zu erkennen, daß mehrere Zonen gut entwickelt sein können.

Das Bild erinnert an kubische Kristalle vom [110]-Typus. Nur das stärkere Hervortreten der Prismenzone, sowie das Überwiegen der Spaltbarkeiten nach Flächen

parallel c, stellen, in Übereinstimmung mit dem mittleren Habitus, das Mineral in die Gruppe jener tetragonalen Substanzen, die zum linearen (axialen) Wachstumstyp hintendieren. Auf Grund des Achsenverhältnisses hätte man eine stärkere einseitige Entwicklung erwartet. Vergleicht man allerdings die Lage der wichtigeren unter den Wachstumsformen, so sieht man, daß diese vorzugsweise im unteren Teil des Projektionsbildes sich befinden. Alles in allem ergibt sich, daß Vesuvian vom isometrischen Typ zum linearen Typ hintendiert. Die Spaltbarkeitsverhältnisse (im allgemeinen schlechte Spaltbarkeit, jedoch nach $\langle 110 \rangle$ und $\langle 100 \rangle$ besser als nach $\langle 001 \rangle$) stehen mit dieser Deutung in vollkommener Übereinstimmung.

Chemismus, Umwandlungen, Vorkommen: Die an der Spitze dieses Abschnittes gegebene Formel entspricht nur ungefähr den Verhältnissen. Einige neuere Analysen enthält nachstehende Tabelle:

	Tennberg	Tennberg	Tennberg	Mansjö	Mansjö	Almunge
SiO ₂	36,70	36,79	36,84	36,60	37,20	36,16
TiO ₂	0,72	0,49	0,36	1,58	1,68	2,49
Al ₂ O ₃	18,44	17,61	16,98	17,92	17,56	17,59
Fe ₂ O ₃	1,58	2,41	2,72	0,50	0,33	3,91
FeO	2,92	2,74	2,69	2,80	2,84	1,80
MnO	0,24	0,50	0,61	0,06	—	0,34
CaO	32,92	34,46	36,75	35,55	35,68	33,67
MgO	4,00	2,94	2,03	2,54	2,69	0,81
K ₂ O	0,19	0,14	0,04	0,06	0,05	0,13
Na ₂ O	0,68	0,65	0,18	0,20	0,15	0,86
F	0,96	0,84	0,83	0,58	0,54	n. b.
H ₂ O	0,59	0,63	0,51	1,72	1,57	2,10
Dichte	3,381	3,401	3,417	3,336	3,316	Optik
			Optik S. 257	Optik S. 257		S. 257

Teilweise wurde auch B₂O₃ angegeben.

Wie man sieht, ist Vesuvian vorzugsweise ein Ca-Al-Silikat. Fe und Mg fehlen jedoch nie, H₂O und F sind wohl stets zugegen. v. *Eckermann* hat seine Analysen berechnet auf die Moleküle:

$n[(H, K, F)_2 R_4^{II} R_6^{III}(Si, Ti)_8 O_{38}]$, $m[(R^{II}_2 Si O_4)_2]$, $q[R^{II}(F, OH)_2]$, $r[R^{II} Si O_3]$.

Eine Aufklärung kann wohl nur durch die experimentelle Darstellung einfacher Grundsubstanzen erfolgen.

Vesuvian zeigt typische paragenetische Verhältnisse, sowie charakteristische Umsetzungen. Umwandlungen in Chlorite, Serpentin und Talk, in Glimmer, in Prehnit, in Augite, Skapolithe, Granat wurden beobachtet.

Vesuvian ist ein typisches Mineral der Katazone metamorpher, insbesondere kontaktmetamorpher Gesteine. Granat, Diopsid, Wollastonit neben Calcit sind Begleiter in veränderten Karbonatgesteinen. Auf Klüften dieser Gesteine ist Chlorit und Diopsid oft mit ihm assoziiert. Zur Seltenheit tritt Vesuvian als Eruptivgesteinsgemengteil auf.

Bereits etwas ausgesprochener dem säuligen hypotetragonalen Typus zugehörig sind die Mineralien der Pyroxengruppe.

Pyroxengruppe. Augitgruppe

Rhombisch, monoklin und triklin

Allgemeine Übersicht: Diese wichtige Mineralgruppe umfaßt eine ganze Serie verschieden zusammengesetzter Einzelarten und Mischkristalle.

Rhombische Augite werden auch Orthaugite genannt. Sie sind Mg-Fe-Silikate von der allgemeinen Zusammensetzung $[\text{SiO}_4 \cdot \text{SiO}_2](\text{Mg}, \text{Fe})_2$. Die eisenarmen bis eisenfreien Varietäten heißen Enstatite, etwas eisenreicher sind die Bronzite, die noch eisenreicheren werden Hypersthene genannt. Die Abgrenzung geschieht vorwiegend nach folgendem Schema:

0—5 Gew.-% FeO	5—15 Gew.-% FeO	Mehr als 15 Gew.-% FeO
Enstatit	Bronzit	Hypersthen

Die Großzahl der Augite kristallisiert monoklin. Auch $[\text{SiO}_4 \cdot \text{SiO}_2]\text{Mg}_2$ kann künstlich als monokliner Augit (sogen. Klinoenstatit) hergestellt werden. Wir finden dieses und das entsprechende Eisenmolekül häufig in den monoklinen Pyroxenen. Wohldefinierte Einzelverbindungen dieser Augitgruppe sind:

$[\text{SiO}_4 \cdot \text{SiO}_2]\text{Mg}_2$	Klinoenstatit;
$[\text{SiO}_4 \cdot \text{SiO}_2]\text{CaMg}$	Reiner Diopsid;
$[\text{SiO}_4 \cdot \text{SiO}_2]\text{CaFe}$	Reiner Hedenbergit;
$[\text{SiO}_4 \cdot \text{SiO}_2]\text{AlNa}$	Reiner Jadeit;
$[\text{SiO}_4 \cdot \text{SiO}_2]\text{FeNa}$	Reiner Aegirin oder Akmit.

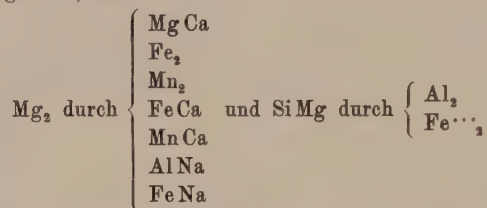
Betrachtet man jedoch die Analysen der einzelnen natürlichen Mineralien, so erkennt man, daß eine Berechnung auf die Molekelarten nicht die gesamte Variabilität umfaßt. Zunächst kann in den Manganhedenbergiten, Schefferiten und Jeffersoniten Mn und im Jeffersonit auch Zn eintreten. Die Manganhedenbergite lassen sich in der Hauptsache zu $[\text{SiO}_4 \cdot \text{SiO}_2]\text{Ca}(\text{Fe}, \text{Mn})$ formulieren. In den Schefferiten ist $\text{Fe} + \text{Mn} + \text{Mg} > \text{Ca}$, so daß man an die direkte Beimischung von Molekülen $[\text{SiO}_4 \cdot \text{SiO}_2]\text{Fe}_2$ und $[\text{SiO}_4 \cdot \text{SiO}_2]\text{Mn}_2$ denken muß.

Weiterhin ergibt sich, daß ein großer Teil der gesteinsbildenden Augite auch bei niedrigem Alkaligehalt tonerdehaltig ist. Man kann eine direkte Mischkristallisation mit Al_2O_3 annehmen, doch dominiert dieser Al_2O_3 -Gehalt nie über den $[\text{SiO}_4 \cdot \text{SiO}_2]\text{R}^{\text{II}}$ -Gehalt. Mit *Tschermak* ist es daher viel zweckmäßiger zu sagen, daß Moleküle $[\text{SiO}_4 \cdot \text{AlO}_2]\text{AlMg}$, $[\text{SiO}_4 \cdot \text{AlO}_2]\text{AlFe}$, eventuell $[\text{SiO}_4 \cdot \text{AlO}_2]\text{AlCa}$ mit $[\text{SiO}_4 \cdot \text{SiO}_2]\text{R}^{\text{II}}$ zusammenkristallisiert sind¹⁾. Ob die reinen Verbindungen dieser Art stabil in einer Augitform sich ausscheiden können, ist eine davon unabhängige, experimentell noch nicht gelöste Frage. Schließlich kristallisiert in einer

¹⁾ Ein Teil des Al ist durch dreiwertiges Fe ersetzt.

dem Augit ähnlichen Form der Spodumen von der Zusammensetzung $[\text{SiO}_4 \cdot \text{SiO}_2]\text{AlLi}$. Ein Silikat $[\text{SiO}_4 \cdot \text{SiO}_2]_2\text{Fe}^{\cdots 2}\text{Fe}$ ist im triklinen Babingtonit vorhanden; es mag deshalb auch in einzelne monokline Augite in geringem Betrag eingehen. Dasselbe gilt von $[\text{SiO}_4 \cdot \text{SiO}_2]\text{Ca}_2$, einem Molekül, das für sich als Wollastonit kristallisiert, dann aber in morphologischer Beziehung schon erheblich von den eigentlichen Augiten abweicht.

Ob alkalireiche Augite noch etwas $[\text{SiO}_4 \cdot \text{SiO}_2]\text{Na}_4$ beigemischt enthalten, wie einzelne Forscher annehmen, ist nicht sichergestellt. Betrachten wir die Hauptsatzmöglichkeiten, so zeigt sich, daß



teilweise substituiert werden können. Dazu kommt in einzelnen Varietäten ein geringer Ersatz des Si durch Ti (Titanaugite). Auch kann V an Stelle des Fe^{\cdots} treten und Cr^{\cdots} ist hie und da mit Al zusammen vorhanden. Nur gering ist im allgemeinen der Kaligehalt, wobei K an Stelle von Na tritt.

Es ist verständlich, daß bei dieser Mannigfaltigkeit eine spezielle Klassifikation der Augite großen Schwierigkeiten begegnet. Indessen sind für gewisse Reihen nur wenige Hauptmoleküle maßgebend, so daß es im großen möglich ist, bestimmte charakterisierende Bezeichnungen aufzustellen. Sie seien in folgendem für die monoklinen Glieder kurz erläutert:

- I. Tonerde und alkaliarme Augite mit $[\text{SiO}_4 \cdot \text{SiO}_2]\text{CaMg}$ als Hauptmolekül heißen Diopsid. Sehr häufig ist etwas Fe vorhanden als teilweiser Ersatz des Mg. Salit, Baikalit, Malakolith, Kokkolith usw. sind überflüssige Spezialbezeichnungen für einzelne Fundorte. Ist ein allerdings stets nur geringer Chromgehalt vorhanden, so spricht man von Chromdiopsid. Der bläuliche Violan ist manganhaltig. Die meisten dieser diopsidartigen Augite sind hellgefärbt, vorwiegend grünlichweiß bis grünlich.
- II. Zwischen $[\text{SiO}_4 \cdot \text{SiO}_2](\text{Mg}, \text{Fe})_2$ und $[\text{SiO}_4 \cdot \text{SiO}_2]\text{Ca}(\text{Mg}, \text{Fe})$ sind monokline Mischkristalle möglich. Die Pyroxene, bei denen diese beiden Moleküle Hauptbestandteile sind und die zugleich tonerdearm kristallisieren, heißen Enstatitaugite, Hypersthenaugite, Enstatitdiopside, Klinoenstatit, Magnesiumdiopside oder Pigeonite. Wir wählen im folgenden den Namen Pigeonit für die Reihe dieser Augite.
- III. Mischkristalle gibt es auch zwischen nahezu tonerdefreiem Diopsid und Hedenbergit. Da Hedenbergit schwarz ist,

wird die Farbe mit steigendem Fe-Gehalt im allgemeinen dunkler. Manganhedenbergit enthält bis 6,5% MnO. Schefferite sind tonerdearm, $\text{Fe} + \text{Mn} + \text{Mg}$ dominieren molekular über Ca. Der Mg-arme Jeffersonit ist Zn-, Mn- und Fe-reich. Blanfordit ist ein bereits Na-führender Mn-Augit.

- IV. Die gewöhnlichen, im allgemeinen schwarz gefärbten Augite schließen sich an I, II, III an durch Zunahme des Tonerdegehaltes, ohne gleichzeitige Zunahme des Alkaligehaltes. Leukaugite sind eisenarm, deshalb noch hell gefärbt. Die Diallage sind bereits ziemlich Fe-haltig mit variablem, oft noch niedrigem Al-Gehalt. Charakterisiert werden sie durch eine Absonderung $\parallel \langle 100 \rangle$. Die gewöhnlichen schwarzen, im speziellen auch die sogenannten basaltischen Augite enthalten 1–16 Gew.-% Al_2O_3 . Neben zwei- und dreiwertigem Eisen sind fast stets auch etwas Alkalien zugegen. Der Fassait ist ein oft recht tonerde- und eisenreicher, vorwiegend grün gefärbter Augit dieser Gruppe. Titanreiche Varietäten der Augite werden Titanaugite genannt.
- V. Zwischen $[\text{SiO}_4 \cdot \text{SiO}_2]\text{CaMg}$ und $[\text{SiO}_4 \cdot \text{SiO}_2]\text{AlNa}$, d. h. zwischen Diopsid und Jadeit sind wieder Mischkristalle möglich. Es sind die Diopsid-Jadeite. Tritt dreiwertiges Fe in das Mineral ein, so spricht man von Chloromelanit. Diopside, die meist schon etwas Jadeitmolekül nebst anderen Molekülen beigemischt enthalten und grasgrüne Farbe besitzen, werden (insbesondere in der Gesteinsart Eklogit) mit Omphacit bezeichnet.
- VI. Aegirinaugite heißen die Augite mit wesentlichem Anteil des Moleküles $[\text{SiO}_4 \cdot \text{SiO}_2]\text{Fe}^{++}\text{Na}$. Das Endglied der Reihe ist der Aegirin oder Akmit. Im besonderen kann man Aegirinhedenbergite, Aegirindiopside von den gewöhnlichen Aegirinaugiten unterscheiden. V-haltige Glieder sind gefunden worden.
- VII. Auch Mischkristalle zwischen vorwiegend Jadeit- und Aegirinmolekül sind als Aegirinjadeite bekannt.
- VIII. Der Spodumen oder Triphan (Kunzit = lilafarbig, Hiddenit = tiefsmaragdgrün, sonst oft noch weißlich bis grünlichgrau) ist in der Hauptsache $[\text{SiO}_4 \cdot \text{SiO}_2]\text{AlLi}$ mit nur geringer Beimengung von Jadeit usw.

Diese kurze Übersicht soll über die Variabilität nicht hinwegtäuschen. Binäre Mischkristalle sind in der Natur sehr selten, meist sind in kleinen Mengen fast alle Pyroxenmoleküle vertreten, so daß die Abgrenzungen schwierig werden.

Die triklinen Augite bilden schließlich eine Gruppe für sich. Der Rhodonit ist in der Hauptsache $[\text{SiO}_4 \cdot \text{SiO}_2]\text{Mn}_2$. Oft ist er Ca-haltig (Bustamite). Zn und Ca enthält der Fowlerit. Relativ eisenhaltig sind die Pyroxmangite und Eisen-

rhodonite. Der Sobralit besitzt etwa das Verhältnis $\text{SiO}_2 : \text{MnO} : \text{FeO} : \text{MgO} : \text{CaO} = 8 : 4 : 2 : 1 : 1$. Der Babingtonit kann als Mischkristall auf die Moleküle $[\text{SiO}_4 \cdot \text{SiO}_2]_2 \text{Fe}_2 \cdots \text{Fe}^{++}$, $[\text{SiO}_4 \cdot \text{SiO}_2] \text{Ca}_2$, $[\text{SiO}_4 \cdot \text{SiO}_2]_2 \text{Al}_2 \text{Fe}^{++}$ mit untergeordneten Aegirin-, Hedenbergit-, Diopsid-, Mangandiopsidmolekülen berechnet werden. Doch enthält er stets etwas H_2O , vielleicht als $[\text{SiO}_4 \cdot \text{SiO}_2] \text{CaH}_2$. Auf alle Fälle sind ein Ca-Silikat und ein Ferro-Ferri-Silikat Hauptbestandteile dieses Minerals.

Die meisten der genannten Augite oder Pyroxene sind gesteinsbildend. Es ist deshalb von besonderer Wichtigkeit, mikroskopische, optische Diagnosen zu besitzen. Die Aufgabe, jedem Chemismus die optischen Verhältnisse zuzuordnen, ist noch nicht restlos gelöst. Gerade weil die natürlichen Kristalle meist komplex sind, lassen sich die Einflüsse der einzelnen Beimischungen zu einer Grundsubstanz oft nur schwer bestimmen. Experimentelle Untersuchungen an wohldefinierten Mischkristallreihen müssen in die Lücke treten. Im folgenden sei versucht, in besonderer Anlehnung an eine Arbeit von *Winchell*, einige Hauptgesetzmäßigkeiten herauszugreifen.

Die Eigenschaften synthetisch hergestellter, reiner oder natürlicher, nahezu reiner Einzelkomponenten sind aus der nebenstehenden Tabelle ersichtlich.

Einzelne wichtige Reihen seien besonders charakterisiert.

A. Rhombische Pyroxene, Orthaugite. Es sind nur Orthaugite bis zum Maximalverhältnis $\text{Fe} : \text{Mg} = 1 : 1$ bekannt. Vom reinen Mg-Silikat ausgehend nehmen mit wachsendem Fe-Gehalt Doppelbrechung, Lichtbrechung, spezifisches Gewicht und $2V$ (bezogen auf n_γ als Bisektrix) zu. Der optisch positive Charakter schlägt in den optisch negativen um, ein schwacher Pleochroismus wird immer deutlicher. Nachstehende Tabelle enthält nur Mittelwerte.

	Mol.-% Eisensilikat	Gew.-% FeO	n_β	$n_\gamma - n_\alpha$	$2V_{n_\gamma}$	
Enstatit	0	0	1,651	0,008	31°	Farblos.
Bronzit	8	6	1,665	0,009	77°	{ Schwacher Pleochroismus: $n_\alpha = n_\beta =$ graugelblich; $n_\gamma =$ eher grünlich.
	14	10	1,678	0,010	90°	
Hypersthen	20	14	1,689	0,012	98°	{ Im Dünnschliff meist: $n_\alpha =$ rötlichgelb; $n_\beta =$ rötlichbraun; $n_\gamma =$ grasgrün. Oft erfüllt von braunen Mikrolithen, meist $\parallel c$. Häufig von Lamellen monokliner Augite durchsetzt.
	30	20	1,708	0,014	108°	
	40	25	1,728	0,015	117°	

Die Doppelbrechung ist deutlich kleiner als bei den monoklinen Pyroxenen. Stets ist $n_\gamma \parallel c$, ferner ist $\langle 100 \rangle$ die Ebene der optischen Achsen. Bezogen auf die spitze Mittellinie ist $\rho > 0$, doch kann bei Enstatiten eine schwache Umkehr eintreten. Vorkommen: basische Eruptivgesteine, katametamorphe Gesteine.

Die Kompressibilität in Megabar $\times 10^6$ wurde bei Drucken von 0, 2000 und 10000 Atmosphären bei Enstatit je zu 1,03, bei Hypersthen je zu 1,01 bestimmt.

B. Monokline Pyroxene.

1. Pigeonitreihe von Klinoenstatit zu Diopsid und Hedenbergit. Es handelt sich um tonerdefreie oder tonerdearme Pyroxene, die durch einen kleinen Achsenwinkel bei positivem Charakter ausgezeichnet sind. Die optische Achsenebene

Optische Eigenschaften möglichst einfach zusammengesetzter Pyroxene

	n_α	n_β	n_γ	2 V	Opt. Char.	Disp.	Bemerkungen
Enstatit [SiO ₄ · SiO ₂]Mg ₂ (synthetisch reine Substanz)	1,650 kaum oder schwach pleochroitisch, farblos	1,653	1,658	31°	+	meist schwach	$n_\gamma \parallel c$, <100> Achsenebene, rhomb. Spez. Gew. 3,18
Klinoenstatit [SiO ₄ · SiO ₂]Mg ₂ (synthetisch reine Substanz)	1,651 kein Pleochroismus, farblos	1,654	1,660	54°	+	schwach	$n_\gamma/c = 22^\circ$; $b = n_\alpha$ Spez. Gew. ? 3,28
Diopsid [SiO ₄ · SiO ₂]CaMg (synthetisch reine Substanz)	1,665 meist kein Pleochroismus, farblos	1,671	1,695	59°	+	$\rho > v$	$n_\gamma/c = 38\frac{1}{2}^\circ$; $b = n_\beta$ Spez. Gew. 3,27
Hedenbergit [SiO ₄ · SiO ₂]CaFe (extrapoliert, hypothetisch rein)	1,739 blaßgrün	1,744 kräftiger grün	1,758	58°	+	$\rho > v$	$n_\gamma/c = 48^\circ$; $b = n_\beta$ Spez. Gew. ca. 3,7
Jadeit [SiO ₄ · SiO ₂]AlNa (extrapoliert, aus nahezu reiner Substanz)	1,654 farblos, kein Pleochroismus	1,658	1,667	70°	+	$\rho < v$	$n_\gamma/c = 35^\circ$; $b = n_\beta$ Spez. Gew. ca. 3,2
Aegirin [SiO ₄ · SiO ₂]FeNa (natürliche, nicht ganz reine Substanz)	1,763 grasgrün, blaßgrün bis dunkelbraun	1,799 gelbgrün bis braungrün	1,813 gelbgrün bis gelbbraun	62°	—	$\rho \gg v$	$n_\alpha/c = 2-5^\circ$; $b = n_\beta$ Spez. Gew. um 3,5
Akmit [SiO ₄ · SiO ₂]FeNa							
Spodumen [SiO ₄ · SiO ₂]AlLi (natürl. Kristalle)	1,660 im Dünnschliff farblos	1,666	1,676	58° u. mehr	+	$\rho < v$	$n_\gamma/c = 24^\circ$; $b = n_\beta$ Lichtbrechung ist höher
Typisches Verhalten komplexerer Mischkristalle							
Bronzite { Dickere Schnitte pleochroitisch. Oft ist n_α rötlich, n_β gelblich, n_γ grünlich	$n_\beta = 1,660-1,690$; $n_\gamma - n_\alpha = \text{um } 0,010$			groß	±	$\rho < v$	$n_\gamma \parallel c$, Achsenebene <100>
Hypersthene {	$n_\beta = 1,690-1,730$; $n_\gamma - n_\alpha = \text{bis } 0,016$			um 70°	—	$\rho > v$	$n_\gamma \parallel c$, Achsenebene <100>
Gewöhnliche Augite	n_β um 1,7; $n_\gamma - n_\alpha = 0,02-0,03$ farblos bis blaßgrünlich oder bräunlich, pleochr.			um 60°	+	$\rho > v$ $\rho < v$	$n_\gamma/c = 40-55^\circ$; $b = n_\beta$
Titanaugite (Achsen- dispersion!)	n_β um 1,73; $n_\gamma - n_\alpha$ um 0,02 n_α gelblichgrau; n_β, n_γ oft rötlichviolett			60°	+	$\rho > v$	$n_\gamma/c = 42-48^\circ$; $b = n_\beta$
Aegirinaugite	$n_\beta = 1,68-1,78$; $n_\gamma - n_\alpha = 0,025-0,05$ $n_\alpha = \text{grasgrün}$; $n_\beta = \text{hellgrün}$; $n_\gamma = \text{gelb bis braungrün}$			variabel	±	$\rho > v$	$n_\gamma/c = 55-85^\circ$; $b = n_\beta$

liegt in den magnesiumreichen Gliedern \perp zu $\langle 010 \rangle$, die Ca-reicheren Kristalle haben die Achsenebene $\parallel \langle 010 \rangle$. Die Doppelbrechung nimmt im allgemeinen mit steigendem Ca- (und ev. Fe-) Gehalt zu. c/n_γ liegt zwischen 22 und 48°. Diese Pyroxene treten besonders in Meteoriten und basischen Eruptivgesteinen (Diabasen, Lamprophyren usw.) auf.

Aus experimentellen Untersuchungen ergaben sich zwischen reinem Klinoenstatit und reinem Diopsid die in der Tabelle Seite 267 vermerkten und in Fig. 117 a, b

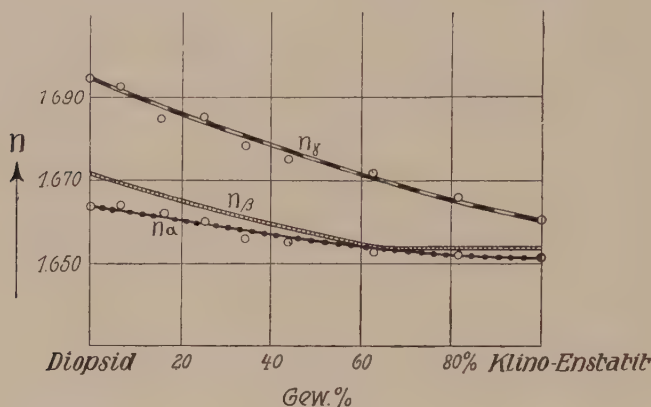


Fig. 117a. Änderung der Brechungsindizes in der Mischkristallreihe Diopsid—Klinoenstatit (nach Bowen, synthetisch).

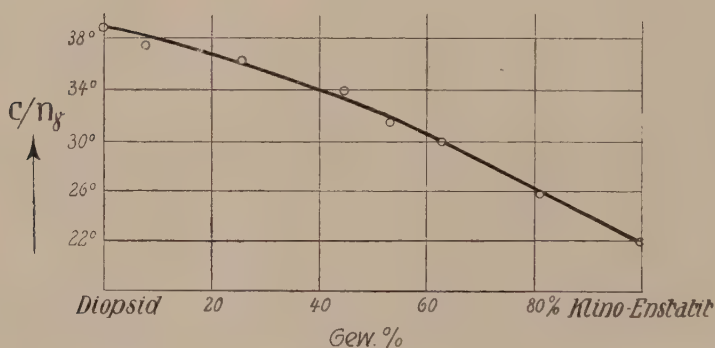


Fig. 117b. Änderung der Auslöschungsschiefe c/n_γ auf (010) in der Reihe Diopsid—Klinoenstatit (nach Bowen, synthetisch).

veranschaulichten Beziehungen. Die Tabelle enthält auch Daten der Reihe Klinoenstatit-Hedenbergit, sowie Angaben über das Verhalten der natürlichen Pigeonite.

2. Die Diopsid-Hedenbergitreihe und die monoklinen Mn-Augite. Aus nahezu tonerdefreien Mineralien der hauptsächlichsten Zusammensetzung $[\text{SiO}_4 \cdot \text{SiO}_3]\text{Ca}(\text{Mg}, \text{Fe})$ ergaben sich folgende Gesetzmäßigkeiten:

Die Lichtbrechung steigt mit zunehmendem Fe-Gehalt, die Doppelbrechung scheint jedoch eher abzunehmen. Der Achsenwinkel ist wenig variabel und liegt bei optisch positivem Charakter um 60°. c/n_γ variiert von 37 bis 48° (Fig. 118). Am häufigsten sind in metamorphen Gesteinen Diopside mit ungefähr 4 bis 20 Gew.-% Hedenbergit. n_β liegt dann um 1,680; die Doppelbrechung hat Werte um 0,028. $c/n_\gamma = 37$ bis 41°.

Im Dünnschliff sind die meisten hierhergehörigen Pyroxene farblos, doch läßt sich insbesondere in den eisenreichen Gliedern etwa ein grünlicher Farbenton feststellen¹⁾.

Die Schefferite und Eisenschefferite haben Auslöschungswinkel c/n_γ zwischen 44° und 69° . Sie sind meist schwach pleochroitisch.

Die Jeffersonite von *Franklin Furnace* zeigen als diopsidische Mn-Zn-Augite folgende Eigenschaften:

n_β variiert von 1,683 bis 1,731.

$n_\gamma - n_\alpha$ ist ungefähr 0,028.

Bei optisch positivem Charakter ist $2V$ mittelgroß und $\rho > 0$. $n_\beta \parallel b$; $n_\gamma/c = 54^\circ$. Einzelne Kristalle sind im Dünnschliff bereits dunkelgrün gefärbt.

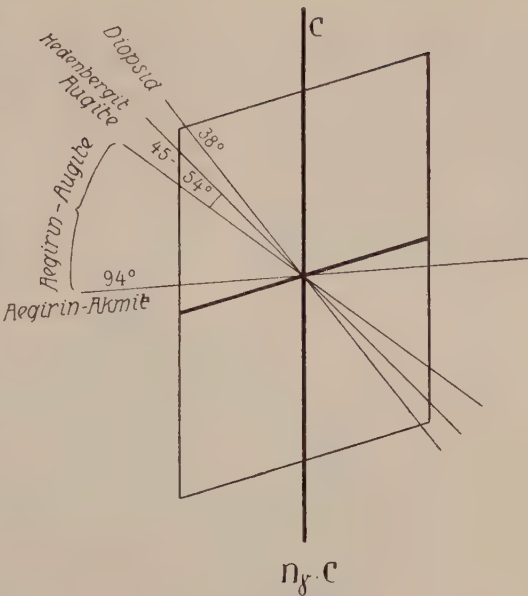


Fig. 118. Auslöschungsschiefe c/n_γ auf (010) von Augiten.

1. Klioenstatit-Diopsid Gew.-% Diopsid	n_β	$n_\gamma - n_\alpha$	$2V_{n_\gamma}$	Achsen- ebene	c/n_γ	Bemerkungen
0	1,654	0,009	54°	$\perp (010)$	22°	Die natürlichen Pigeonite sind farblos oder zeigen einen schwachen, dem Hypersthen ähnlichen Pleochroismus. n_α = gelblichgrün; n_β = bräunlichrosa; n_γ = grünlichweiß. c/n_γ meist $30-48^\circ$.
20	1,653	0,014	20°	$\perp (010)$	27°	
40	1,655	0,018	14°	$\parallel (010)$	31°	
60	1,659	0,023	42°	$\parallel (010)$	34°	
80	1,665	0,026	53°	$\parallel (010)$	36°	
100	1,671 ₂	0,030	59°	$\parallel (010)$	$38\frac{1}{2}^\circ$	
2. Klioenstatit-Hedenbergit Gew.-% Hedenbergit						Die Bisektridendispersion ist hier und da gut wahrnehmbar. Achsendispersion: $\rho > 0$ oder $\rho < 0$.
? 20	1,669	0,017	27°	$\perp (010)$	31°	Oft Übergang von Kern (Mg-reich) zu Hülle (Ca-reicher) zonar.
? 60	1,704	0,025	24°	$\parallel (010)$	43°	

¹⁾ Mn-haltige Diopside besitzen oft einen durch n_α = rosa, n_β = blaßrötlich, n_γ = rötlichlila gekennzeichneten Pleochroismus.

3. Diallag, Fassait, gewöhnliche Augite und Titanaugite. Die Diallage verhalten sich optisch fast gleich wie der Diopsid. Deutlich sind in manchen Schnitten die charakteristischen Absonderungen parallel $\langle 100 \rangle$. Ilmenitblättchen liegen ihnen häufig parallel. Hie und da ist ein schwacher Pleochroismus mit n_α und n_γ grünlich, n_β gelblich wahrnehmbar. $2V$ kann etwas kleiner sein als bei Diopsid. c/n_γ liegt meist um 39° .

Die grünen Fassaiten enthalten in der Regel mehr als 10% Sesquioxyde bei einem gleichzeitigen CaO-Gehalt von 25 bis 27%. Sie sind im Dünnschliff meist noch nahezu farblos. Zonarstruktur und sanduhrförmiger Aufbau (Fig. 119) tritt sowohl bei ihnen wie bei den Titanaugiten und den gewöhnlichen Augiten auf.

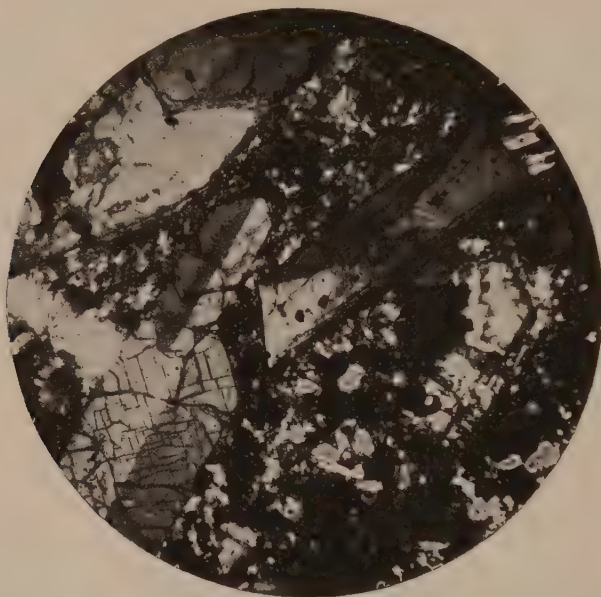


Fig. 119. Nephelinbasanit, Scheibenberg (Kaiserstuhl), mit großen Einsprenglingen von Augit, an denen der sanduhrförmige Bau (besonders häufig an Natron- und Titanaugiten), bezw. die fast rechtwinklige Spaltbarkeit nach $\langle 110 \rangle$ und die Zwillingsbildung nach $\langle 100 \rangle$ zu sehen sind. — Gekreuzte Nicols. 65fache Vergr.

Unter den makroskopisch als gewöhnliche Augite bestimmbaren Mineralien der Eruptivgesteine läßt sich eine diopsidartige Varietät von einer sogenannten basaltischen unterscheiden. Die Glieder der ersteren sind nur schwach pleochroitisch, grünlich oder ganz farblos. $c/n_\gamma = 39^\circ - 45^\circ$. $2V$ zwischen 50° und 60° . Optisch +. Die Bisektriciendispersion ist kaum wahrnehmbar. Die basaltischen Augite zeigen mehr hellgelblichbräunliche Farben. Im Dünnschliff sind indessen auch sie nahezu farblos. Die Bisektriciendispersion ist oft deutlich erkennbar. Insbesondere die meist etwas rötlichviolett gefärbten Titanaugite löschen in Schnitten schief zu $[010]$ im Tageslicht zwischen gekreuzten Nicols nie ganz aus. Dunkelbläuliche und bräunliche Interferenzfarben folgen beim Drehen rasch aufeinander. Schaliger Aufbau und Zonarstruktur ist bei allen Augiten häufig.

4. Natronpyroxene. Die Aggregate der kurzstengelligen bis faserig-blätterigen Jadeite sind im Dünnschliff farblos, apfelgrün bis bläulichgrün. Der Winkel c/n_γ ist meist zwischen 30° und 40° gelegen. In der Reihe Jadeit-Diopsid scheint der

	Enstatit-Bronzit Espedalen	Pigeonit, Föglö	Diopside und diopsidartige Augite aus vorwiegend meta- morphen Gesteinen				Gewöhnliche Augite aus basaltischen Gesteinen						Titanaugit Ice River	Diopsidjadelit Tuxtla Statue	Jadelit Chiehu Itza	V-Aegirin Montana	V-Aegirin Montana
			Black Lake	Val Devero	(Schwarz- Diopsid) Pargas	Fassait Toal della Foja	Stromboli	Aetna	Kiliman- jaro	Nishi- gasake	Albaner- berge	Halea- kala					
SiO ₂	57,28	51,30	54,77	54,32	49,70	48,56	50,94	50,09	48,16	51,37	48,11	47,70	41,80	55,50	59,93	53,32	51,91
TiO ₂	0,05	0,72	Spur	0,88	0,43	0,57	0,96	2,11	0,59	0,58	1,19	1,89	4,84	0,00	0,00	0,38	0,91
Al ₂ O ₃	0,90	2,36	0,88	0,88	1,73	9,06	3,37	3,71	8,45	5,24	5,45	6,82	9,30	12,33	22,38	1,40	0,38
Fe ₂ O ₃	0,42	2,22	0,17	2,05	4,76	1,68	2,05	1,47	2,86	2,02	4,42	3,36	5,44	1,41	0,44	12,38	21,79
FeO	6,43	18,83	0,89	4,63	10,61	0,36	7,41	4,96	3,55	2,96	3,74	4,43	3,30	1,33	0,41	3,70	1,48
MnO	Spur	0,57	0,11	0,11	—	Spur	0,10	0,21	0,10	—	0,09	0,16	0,10	0,05	0,00	0,45	0,58
MgO	34,94	16,56	18,46	13,57	9,61	14,89	14,59	14,01	14,23	16,94	12,03	13,34	10,82	8,72	0,71	7,01	3,08
CaO	0,13	6,96	26,33	24,75	22,67	25,16	20,34	22,48	21,69	21,58	24,50	21,35	22,89	12,76	1,07	12,18	5,53
Na ₂ O	0,22	0,21	0,57	0,57	0,43	0,09	0,61	0,73	0,91	0,91	0,46	0,65		6,94	13,34	6,26	10,46
K ₂ O	0,01	0,37	0,33	0,33	0,19	0,04	0,18	0,01	0,10	0,10	0,00	0,03		0,25	0,29	0,26	0,22
H ₂ O+	0,13	1,00	0,12	0,12	0,13	0,28	0,08	0,22	0,15		0,09	0,15	1,10	0,10	0,42	0,13	0,06
H ₂ O-			0,08	0,08	—			mit etwas Magnetit					0,16	0,20	0,21	0,07	
Cr ₂ O ₃			0,05	0,05	—						0,06	0,23		0,00	0,09	Spur	
V ₂ O ₅																2,86	3,98
Spez. Gew.	3,254	3,42	3,34	3,34	23,42	3,308	3,243	3,373		3,34	3,373	3,358	3,39	3,270	3,237	3,42	3,55
n _α	1,666	1,690	1,669	—	1,6923	—	1,693	1,704	1,69	1,6859	1,703	1,700	1,725	1,666	1,651	1,720	1,745
n _β	1,670	1,691	1,676	—	1,6994	—	1,699	1,711	1,70	1,6917	1,710	1,706	—	1,674	—	—	1,770
n _γ	1,675	1,711	1,698	—	1,7214	—	1,719	1,732	1,72	1,7105	1,727	1,724	1,746	1,688	1,667	1,747	1,782
2V	75°	15°—20°	ca. 60°	59° 44'	43° 18'	Mittel	58°	48°	60°	58° 25'		60°		78°—80°			69°
c/n _γ	0°	44½°	+	+	43° 20'	42°	+	+	44°	42°	+	48°	42°	45°	+	n _α /c = 24°	n _α /c
Opt. Cha- rakter usw.	+	+	p < v	p < v	+	p > v	p > v	p > v	p > v	+	+	p > v	p > v	+	+	= 24° negativ	= 1,4° negativ

Brechungsindex mit steigendem Diopsidgehalt im allgemeinen etwas zuzunehmen (von $n_\alpha = 1,650$ bis zu $n_\alpha = 1,665$). Die Doppelbrechung wird größer (0,012 bis 0,030). $2V = 72^\circ$ bis 59° bei optisch positivem Charakter. Bei Chloromelaniten ist die Dispersion ρ_v oft gut wahrnehmbar. Der makroskopisch hellgrüne Omphacit ist im Dünnschliff sehr hellgrün bis nahezu farblos. Die Auslöschungsschiefe auf $\langle 010 \rangle$ ist oft etwas kleiner als bei Diopsid. n_β liegt um 1,67. $n_\alpha =$ wassergrün-blau, $n_\beta =$ grünblau mit Stich ins Gelbe, $n_\gamma =$ farblos. Im übrigen zeigen die runden Körner dem Diopsid ähnliche Eigenschaften. Rutilausscheidungen sind oft eingelagert. Interessant ist die Reihe: Diopsid oder gewöhnlicher Augit \rightarrow Aegirin, bezw. Akmit. Aegirin und Akmit unterscheiden sich bei gleichartiger Zusammensetzung voneinander durch die Farbe. Man findet etwa

Akmit	Aegirin
n_α hellbräunlich, grünlichbraun oder dunkelbraun	blaugrün, olivengrün, dunkelgrün, grasgrün
n_β grünlichgelb, gelb, hellbraun oder bräunlichgrün	saftgrün, gelbgrün, hellgrasgrün
n_γ grünlichgelb, bräunlichgrün	gelbgrün, gelb, braungelb, schmutziggelb

Bei geneigter Dispersion ist ρ_v um n_α als spitze Bisektrix.

Die Doppelbrechung ist im allgemeinen größer als bei den gewöhnlichen Augiten c/n_α ist jetzt 2° – 6° . n_β liegt um 1,80 für Na-Licht. In jeder Beziehung mittlere Eigenschaften zwischen Diopsid (bezw. gewöhnlichem Augit) und Aegirin, bezw. Akmit besitzen die Aegirin- und Akmitaugite. Nur die Bisektriciendispersion ist oft größer. Meist ist $n_\alpha =$ grasgrün, $n_\beta =$ hellgrün, $n_\gamma =$ gelblich bis bräunlich mit Stich ins Grüne. Die Auslöschungsschiefe geht von $c/n_\gamma = 38^\circ$, bezw. 45° mit zunehmendem Aegirinegehalt über zu $c/n_\gamma = 94^\circ$ (Fig. 118). Zugleich ändert sich der optische Charakter, wobei aber $\langle 010 \rangle$ stets Achsenebene bleibt. Hedenbergitaegirine zeigen hie und da $c/n_\alpha = 24^\circ$; $n_\alpha =$ sattgrasgrün, $n_\beta =$ tiefgrün, $n_\gamma =$ olivgrün.

Nicht selten sind in Eruptivgesteinen die Kerne eines Kristalles gewöhnlicher Augit, die Hüllen Aegirinaugit bis Aegirin.

In Tabelle auf Seite 269 sind schließlich die Daten für einige zugleich analytisch-chemisch und optisch untersuchte Pyroxene zusammengestellt. Es muß in Zukunft viel mehr Wert auf optische und chemische Untersuchung am gleichen Material gelegt werden als bis anhin. Nur so lassen sich strenge Chemismus und physikalisches Verhalten parallelisieren.

C. Einige optische Daten über die triklone Pyroxengruppe

	n_α	n_β	n_γ	Opt. Char.	Auf (100)	Auf (010)	
1. Rhodonit	1,733	1,740	1,744	—	$n'_\gamma/c = 32^\circ$	$n'_\gamma/c = 10^\circ$	$\rho < v$
	Pleochroismus gelb bis rosarot						
2. Rhodonit (Ca-haltig)	1,721		1,730				
	farblos bis schwach hellrosa						
3. Fowlerit (Zn-haltig)	1,726	1,730	1,737	+	Sonst wie Nr. 1		

	n_α	n_β	n_γ	Opt. Char.	Opt. Orientierung
4. Sobralit		farblos		+	$n_\gamma/c = 48^\circ$ $n_\beta/c = 55^\circ$ $n_\alpha/c = 62^\circ$
5. Pyroxmangit	—	1,75		+	Auf (100) $n_\gamma'/c = 45^\circ$; 2 V = 30°
6. Babingtonit	$\left\{ \begin{array}{l} 1,717 \\ 1,713 \\ \text{tief-} \\ \text{grün} \end{array} \right.$	$\left\{ \begin{array}{l} 1,730 \\ 1,725 \\ \text{purpur-} \\ \text{grau} \end{array} \right.$	$\left\{ \begin{array}{l} 1,752 \\ 1,746 \\ \text{orange-} \\ \text{grau} \end{array} \right.$	$\left\{ \begin{array}{l} + \\ 2V = 75^\circ \\ \text{Starke} \\ \text{Dis-} \\ \text{persion} \end{array} \right.$	Auf (001) bildet n_γ' mit Spaltrissen fast gerade Auslöschung. Auf (010) bildet n_γ' mit der Längsrichtung 41° . Dichte 3,36.

Charakteristisch für alle zur Pyroxengruppe gehörigen Mineralien ist die Spaltbarkeit nach einem nahezu rechtwinkligen Prisma $\langle 110 \rangle$. Die Orthaugite zeigen außerdem schlechtere Spaltbarkeiten nach den Pinakoiden $\langle 100 \rangle$ und $\langle 010 \rangle$, Diallag eine Absonderung nach $\langle 100 \rangle$. Auch bei Alkaliaugiten ist $\langle 100 \rangle$ hie und da schwach ausgebildete Absonderungsfläche. Bei den triklinen Pyroxenen ist $\langle 110 \rangle$ natürlich mit $\langle \bar{1}10 \rangle$ nicht genau gleichwertig. Bei den Rhodoniten tritt eine unvollkommene Spaltbarkeit nach $\langle 001 \rangle$ zu der Pyroxenspaltbarkeit. Die monoklinen Pyroxene sind häufig nach $\langle 100 \rangle$ verzwillingt. Parallelverwachsungen ($c \parallel c'$, $(010) \parallel (010)'$) mit Hornblenden treten dann und wann auf. Unter den mikroskopisch erkennbaren Umwandlungen seien besonders genannt:

Orthaugite in	Talk;
	Serpentin (blättriger Serpentin nach Augit = Bastit, Schillerspat); Karbonate, Limonit oder Hämatit und Magnetit \pm Opal oder Quarz; meist faserige Hornblenden.
Monokline Augite in	Talk;
	Serpentin \pm Karbonate; Karbonate, Eisenerze \pm Quarz; Chlorit + Karbonate + Epidot + Eisenerze; faserige, farblose oder oft grüne Hornblende (Uralitisierung, Strahlsteinbildung).

Die Ferriaugite scheiden naturgemäß besonders häufig Eisenerze aus.

Nach diesem allgemeinen Überblick über die chemischen und optischen Verhältnisse der Pyroxene mögen folgende drei Sammelgruppen etwas näher betrachtet werden:

1. Orthaugite;
2. Alkaliarme, monokline Augite (insbesondere Diopsid, gewöhnliche Augite);
3. Alkaliaugite, im besonderen Natronaugite.

Anhangsweise werden die triklinen Pyroxene und der Wollastonit beschrieben.

1. Orthaugite $[\text{SiO}_4 \cdot \text{SiO}_2](\text{Mg}, \text{Fe})_2$. Rhombisch holoeidrisch

Spezielle Kennzeichen: Die schaligen und körnigen Aggregate, wie die prismatischen bis tafeligen, in Gesteinen eingewachsenen Einzelkristalle sind je nach dem Eisengehalt grauweiß, gelblich, grünlich, bräunlichgrün, schwarzgrün, schwarzbraun bis pechschwarz gefärbt. Enstatit weist vorwiegend graue, olivgrüne bis braune Farbe auf. Bronzit ist bei dunkler Farbe häufig seidenartig metallischglänzend. Ein Lauchgrün bis Nelkenbraun, mit tombakfarbigem Schiller auf $\langle 100 \rangle$, ist für viele Vorkommnisse charakteristisch. Dieser Schiller rührt von Einschlüssen (vermutlich Hämatit) parallel $\langle 100 \rangle$ her. Darnach ist schalige Absonderung vorhanden. Wellige Biegungen werden auf Druckzwillingsbildung oder Biegetranslation zurückgeführt. Hypersthen ist schwärzlichgrün, schwärzlichbraun bis pechschwarz. Auf $\langle 100 \rangle$ ist wieder häufig kupferroter Schiller wahrnehmbar (halbm metallischer Glanz). Alle Orthaugite sind spröde. Die Strichfarbe ist weiß bis grau. Die Spaltbarkeit nach $\langle 110 \rangle$ ist ziemlich vollkommen. Als Spaltflächen oder Absonderungsflächen fungieren jedoch auch die Flächen $\langle 100 \rangle$, etwas weniger gut die von $\langle 010 \rangle$. Bei Umwandlungen in Serpentin wird die Absonderung nach $\langle 100 \rangle$ deutlicher. Die Härte variiert an frischen Kristallen zwischen 5 und 6. Das spezifische Gewicht liegt zwischen 3,1 und 3,5.

Spezielle physikalische Eigenschaften: Über die optischen Eigenschaften in ihrer Abhängigkeit vom Chemismus siehe S. 264. Polysynthetische Zwillingsbildung nach $\langle 104 \rangle$, $\langle 011 \rangle$, $\langle 023 \rangle$ und $\langle 043 \rangle$ ist meist nur mikroskopisch zu erkennen. Vielleicht beruhen auf derartige Zwillingsbildung zurückgeführte Phänomene teils auf Translationsbiegungen um $[001]$ mit (100) als Translationsfläche. Die den Schiller verursachenden, orientiert eingelagerten Eisenerzblättchen sind wohl nachträglich ausgeschieden worden.

Mit steigender Temperatur werden die Achsenverhältnisse $a:b$ und $c:b$ kleiner. Für Hypersthen wurde bestimmt:

C°	a	:	b	:	c
17	1,02952		1		0,58685
300	1,02748		1		0,58654
500	1,02598		1		0,58629

Die spezifische Wärme von Hypersthen ist zwischen 15 und $100^\circ = 0,18$ bis $0,19$.

Spezielle morphologische Kennzeichen: Gut ausgebildete Kristalle sind selten, so daß die Variation des Achsenverhältnisses mit dem Eisengehalt nicht genau feststeht. Man gibt gewöhnlich an:

Enstatit $a : b : c = 1,0308 : 1 : 0,5885$ (Groth);

Hypersthen $a : b : c = 1,0319 : 1 : 0,5872$

oder $1,0295 : 1 : 0,5868$ (Groth).

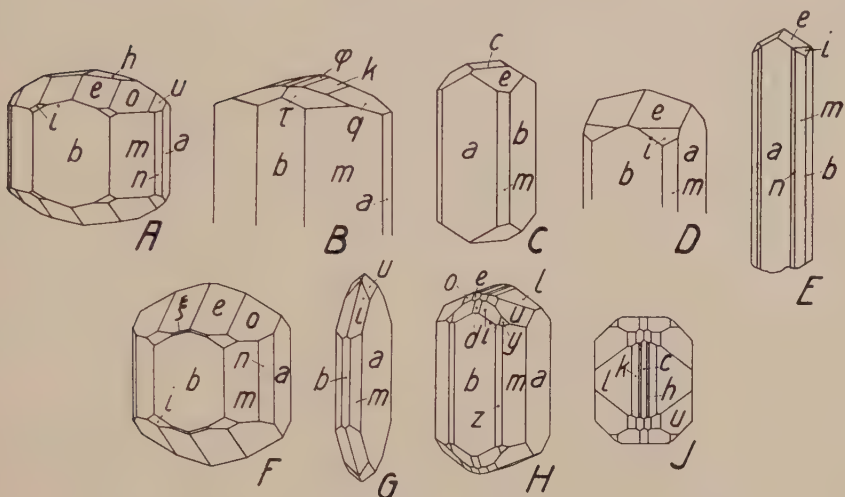


Fig. 120. Orthaugite. $a \langle 100 \rangle$, $n \langle 210 \rangle$, $m \langle 110 \rangle$, $b \langle 010 \rangle$, $d \langle 021 \rangle$, $c \langle 001 \rangle$, $\varphi \langle 106 \rangle$, $h \langle 104 \rangle$, $k \langle 102 \rangle$, $q \langle 203 \rangle$, $l \langle 304 \rangle$, $u \langle 322 \rangle$, $o \langle 111 \rangle$, $e \langle 122 \rangle$, $y \langle 342 \rangle$, $i \langle 121 \rangle$, $\xi \langle 142 \rangle$, $\tau \langle 223 \rangle$. Einzig C und E sind dieser Symbolisierung gemäß orientiert. Bei den andern Figuren sind die a - und die b -Achse miteinander vertauscht, entsprechend dem Umstand, daß bei rhombischen Kristallen für gewöhnlich $a < b$ gewählt wird. — Die für die Orthaugite charakteristischen Entwicklungszonen $[001]$, $[010]$, $[011]$, $[012]$ zeigt H (Mt. Dore, J = zugehöriges Kopfbild). Auch $[100]$ und $[101]$ (mit o , i , b) sind untergeordnet entwickelt. An C—G fehlt $[010]$. Dafür erscheint diese Zone an A (Laach) und B (Kjörrestad) besonders betont. Den „tetragonalen“ Querschnitt bringen vor allem C (Schemnitz) und D (Japan) zur Geltung. G (Persien) ist tafelig nach a ; dicktafelig nach derselben Fläche ist H, wogegen A eher nach $\langle 010 \rangle$ tafelig ist. A, C, D, F (Kl. Antillen) sowie G und H gelten als Hypersthene, B und E (Vesuv) wurden als Enstatite bestimmt.

Diese Aufstellung entspricht derjenigen der monoklinen Augite. Parallelverwachsungen mit parallelem c und b zeigen die Analogie. Die Spaltwinkel (Winkel $((110) / 1\bar{1}0)$) sind $91^\circ 44'$ bzw. $91^\circ 40'$.

Die Hauptformen der nach $[001]$ säuligen und zugleich nach $\langle 100 \rangle$ (oder $\langle 010 \rangle$) häufig tafeligen Kristalle sind $\langle 110 \rangle$, $\langle 100 \rangle$ und $\langle 010 \rangle$. Endflächen sind selten gut ausgebildet; unter ihnen nimmt man am ehesten Flächen der Zonen $[010]$ und $[011]$ wahr. Es sind $\langle 102 \rangle$, $\langle 104 \rangle$, $\langle 106 \rangle$ neben $\langle 101 \rangle$ einerseits und $\langle 122 \rangle$, $\langle 322 \rangle$ neben $\langle 111 \rangle$ anderseits besonders wichtige Formen. Zu ihnen tritt mehrererorts $\langle 121 \rangle$ (Fig. 120).

Die Projektionsfigur 121 enthält die sicher bekannt gewordenen Formen. Der pseudotetragonale Charakter der Mineralart geht aus ihr deutlich hervor. In der Zone $[001]$ sind zu vielen Formen $\langle hk0 \rangle$ die Formen $\langle kh0 \rangle$ bekannt. Die Zone $[011]$ hat ein schwaches Gegenstück in $[101]$, ebenso $[01\bar{2}]$ in $[102]$. Indessen ist $[010]$ viel wichtiger als $[100]$, wie überhaupt alle Hauptzonen (nämlich $[001]$, $[100]$, $[011]$, $[01\bar{2}]$) von (100) ausstrahlen. Die Spaltbarkeitsverhältnisse stellen die Orthaugite zu den säuligen hypotetragonalen Kristallarten. Auf Grund der morphologischen Verhältnisse muß man gleichfalls von einer Tendenz zum linearen Wachstumstyp hin sprechen. Noch aber ist $[001]$ nicht einzig maßgebende Zone.

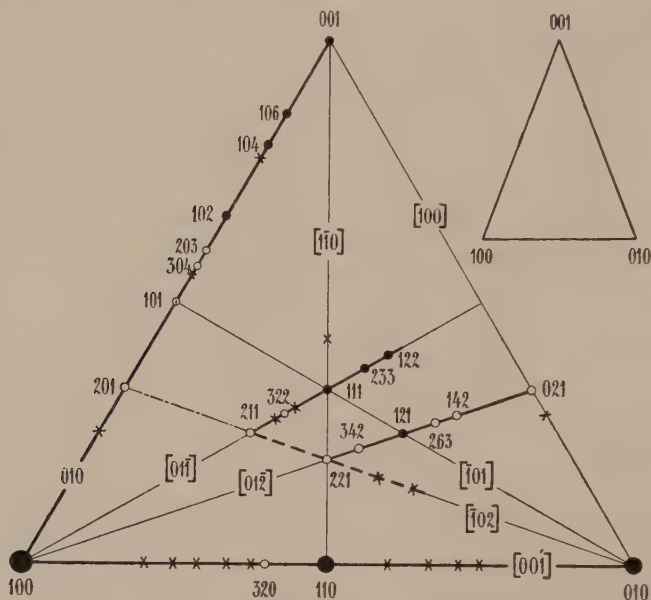


Fig. 121. Die sicheren Flächen der Orthaugite in schematischer Dreiecksprojektion. Die Zonenverteilung und das gnomonische Projektionsdreieck rechts oben lassen den pseudotetragonalen Charakter dieser Mineralart sofort erkennen. Die Besetzung von $[001]$ mit mannigfaltigsten Flächen verrät eine gewisse Tendenz gegen den linearen Typus hin.

Vorkommen: Über Umwandlungen siehe bereits Seite 271. Die Pseudomorphosen von Serpentin nach Orthaugit sind Bastit oder Schillerpat genannt worden. Die Orthaugite sind wesentliche Gemengteile mancher Eruptivgesteine. Am magnesiumreichsten sind sie in olivinführenden Basalten, Limburgiten und Peridotiten, sowie in den Meteoriten. Auch in katametamorphen Gesteinen treten sie (meist als Hypersthen) auf.

2. Alkaliarme, monokline Pyroxene

Spezielle Kennzeichen: Der meist körnige bis quadratisch-kurz-säulige Diopsid und seine Verwandten sind farblos, weißlichgrün, flaschengrün, lauchgrün bis schwarzgrün (Fassait), sattgrün (Omphacit), seltener pistaziengrün bis schwärzlichgrün. Diallag ist lauchgrün bis nelken-

braun, er besitzt neben der prismatischen Spaltbarkeit nach $\langle 110 \rangle$ einen feinschaligen Aufbau nach $\langle 100 \rangle$. Auf dieser Fläche ist ähnlich wie bei Orthaugiten ein durch Einlagerungen bedingter metallischer Schiller wahrnehmbar. Hedenbergit ist bereits schwarz, wie die meisten gemeinen oder gewöhnlichen Augite. Achtseitiger Querschnitt und dicktafelige Ausbildung nach $\langle 100 \rangle$ sind dann nicht selten. Nach $\langle 100 \rangle$ verzwillingte Kristalle zeigen parallel dem vorderen Pinakoid, nach $\langle 001 \rangle$ verzwillingte parallel der Basis eine Absonderung. Die Spaltbarkeit nach einem pseudotetragonalen Prisma ist ziemlich gut. Der Bruch ist im übrigen uneben bis muschelig. Der Glanz ist im allgemeinen nicht hoch. Härte 5 bis 6. Das spezifische Gewicht variiert vorzugsweise zwischen 3,2 und 3,6.

Spezielle physikalische Eigenschaften: Über das optische Verhalten ist bereits das Nötige mitgeteilt worden. Nachzutragen wären einige Daten über die Dispersion. Es wurden z. B. bestimmt:

		n_α	n_β	n_γ	$2V$	c/n_γ
Weißer Diopsid, Nordmarken . .	Li	1,6675	1,6744	1,6962	$58^\circ 52'$	$39^\circ 12'$
	Na	1,6710	1,6780	1,7000	$58^\circ 43'$	$39^\circ 6\frac{1}{2}'$
	Tl	1,6749	1,6818	1,7045	$58^\circ 30'$	$39^\circ 3'$
Gelbgrüner Diopsid, Nordmarken	Li	1,6697	1,6767	1,6990	$59^\circ 12'$	$39^\circ 41''$
	Na	1,6734	1,6804	1,7029	$58^\circ 57'$	$39^\circ 35'$
	Tl	1,6770	1,6838	1,7057	$58^\circ 44'$	$39^\circ 30'$

Mit steigender Temperatur werden die Verhältnisse $a:b$ und $c:b$ bei Diopsid kleiner, Winkel β wird als stumpfer Winkel größer. Die Veränderung der mittleren spezifischen Wärme mit der Temperatur geht aus folgenden Daten hervor:

	0—100°	0—300°	0—500°	0—900°	0—1250° C
Klinoenstatit	0,2039	0,2309	0,2484	—	—
Diopsid	0,1924	0,2164	0,2314	0,2500	0,2603

Nach *Aminoff* enthalten die Elementarparallelepipede 8 Moleküle der einfachen Metasilikatzusammensetzung (RSiO_3). Es sind die Kantenlängen:

	$d_{(100)} (= a \text{ rhomb.})$	b	c
Enstatit ($\text{FeO} = 1,4\%$)	9,13 A. E.	8,76 A. E.	5,21 A. E.
Diopsid-Hedenbergit	9,47 A. E.	8,87 A. E.	5,28 A. E.

Nach *Wyckoff* geben Diopsid, Hedenbergit, Akmit, Jadeit und gewöhnliche Augite sehr ähnliche Röntgenbilder (Filmaufnahmen), während Enstatit, Bronzit, Hypersthen (unter sich gleich) davon etwas abweichende Linienverteilung zeigen. Dem Wollastonit ähnliche Struktur müssen nach diesen Untersuchungen Bustamit und ein wasserhaltiges Silikat, Pektolith, haben. Spodumen und Klinoenstatit haben von allen übrigen etwas abweichende Filmaufnahmen gegeben.

Spezielle Morphologie: Die übliche Aufstellung ergibt folgende mittleren Achsenverhältnisse:

Diopsid	$a:b:c = 1,0921:1:0,5893$	$\angle \beta = 105^\circ 49'$
Hedenbergit	$a:b:c = 1,090:1:0,584$	$\angle \beta = 105^\circ 50'$
Gew. Augit	$a:b:c = 1,0955:1:0,5904$	$\angle \beta = 105^\circ 46'$

Es ist für Diopsid:

$$\begin{aligned} \angle (110)/(1\bar{1}0) &= 92^\circ 50' & \angle (001)/(100) &= 74^\circ 11' \\ \angle (001)/(111) &= 33^\circ 49\frac{1}{2}' & \angle (111)/(\bar{1}11) &= 42^\circ 2' \\ \angle (111)/(1\bar{1}\bar{1}) &= 48^\circ 29' & \angle (\bar{2}21)/(\bar{2}\bar{2}\bar{1}) &= 84^\circ 11'. \end{aligned}$$

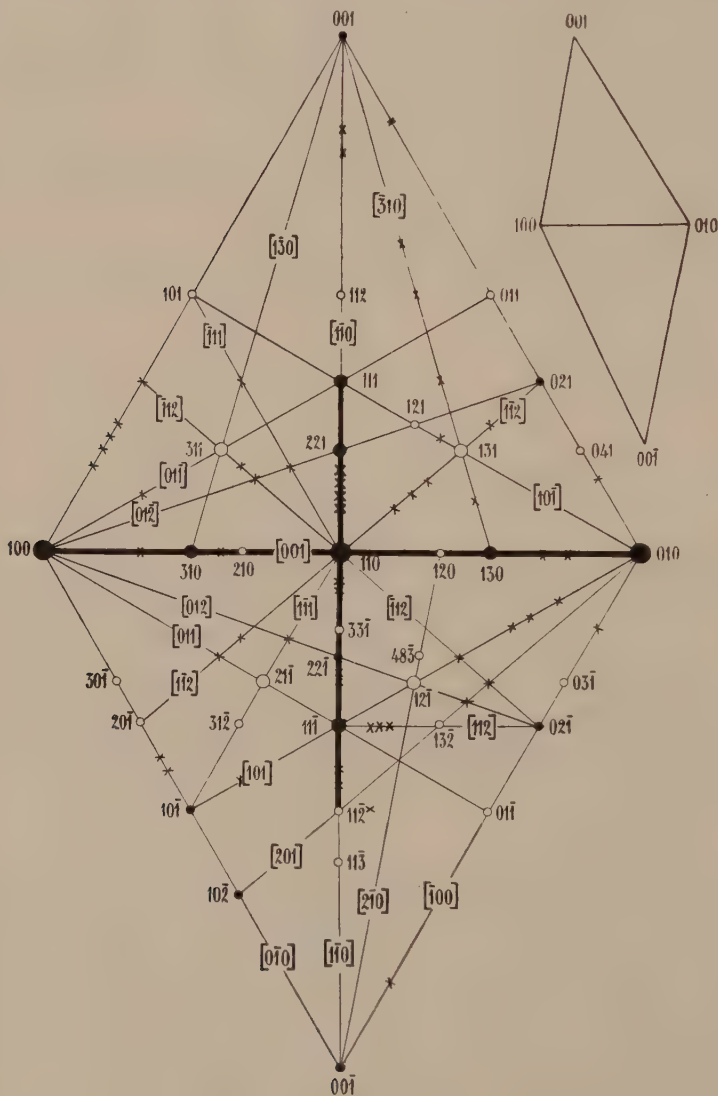


Fig. 122. Schematische Dreiecksprojektion der wichtigeren Formen und Zonen der monoklinen Augite. $[001]$ und $[110]$ sind ihrer wachstumsmorphologischen Wichtigkeit gemäß durch kräftigere Zeichnung hervorgehoben. Der säulige Habitus zeigt sich dadurch, daß die Flächenpole gegen die $[001]$ -Zone hinrücken. Die starke Verzerrung der gnomonischen Projektionsdreiecke $100, 010, 001$, bzw. $00\bar{1}$ (rechts oben) gegenüber gleichschenkligen ist durch den hohen Betrag von β (ca. $105\frac{3}{4}^\circ$) bedingt.

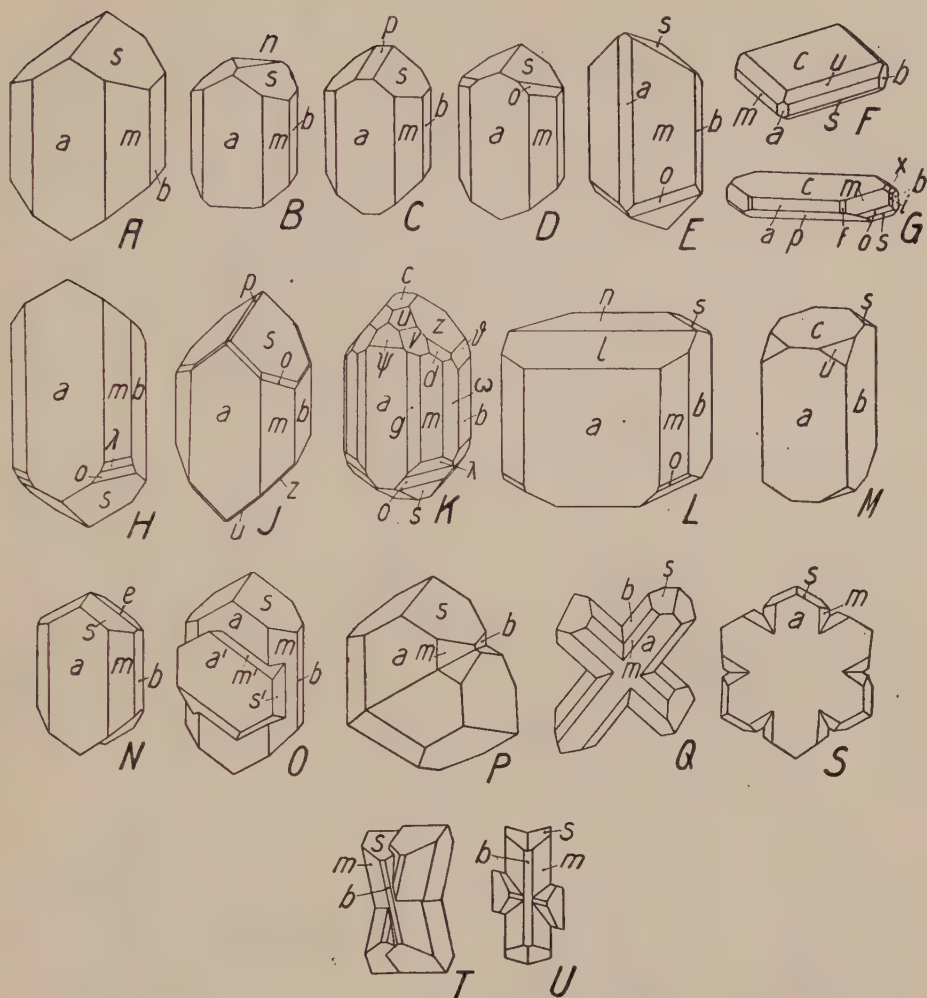


Fig. 123. Augite. $a \langle 100 \rangle$, $f \langle 310 \rangle$, $g \langle 210 \rangle$, $m \langle 110 \rangle$, $i \langle 130 \rangle$, $b \langle 010 \rangle$, $\delta \langle 061 \rangle$, $x \langle 041 \rangle$, $z \langle 021 \rangle$, $e \langle 011 \rangle$, $c \langle 001 \rangle$, $l \langle 103 \rangle$, $\psi \langle 501 \rangle$, $p \langle \bar{1}01 \rangle$, $n \langle \bar{1}02 \rangle$, $\lambda \langle \bar{3}31 \rangle$, $o \langle \bar{2}21 \rangle$, $s \langle \bar{1}11 \rangle$, $w \langle \bar{3}31 \rangle$, $v \langle \bar{2}21 \rangle$, $u \langle 111 \rangle$, $d \langle 131 \rangle$. Fundorte: Ural (A, J), Ile Bourbon (B, D, N), Norwegen (C), Essex Co (E), New York (F), Pajsberg (G), Rom (H), Ungarn (K), Echigo (L), St. Lawrence Co (M), Böhmen (O, P), Pisa (Q), Sasbach (S), Stromboli (T, U). A—D, J, N—S sind der üblichen Aufstellung gegenüber um $[001]$ halbherrumgedreht. A—D zeigen die häufigste Ausbildung von Augit mit dem charakteristischen 8-seitigen Querschnitt. H und J sind ähnliche Typen mit einigen weniger häufigen Flächen. Am flächenreichen Kristall K treten $[001]$ und $[110]$, neben $[100]$, besonders hervor. Von den Flächen der $[001]$ -Zone kommt bei M nur das „pseudo-tetragonale Prisma II. Stellung“ zur Entwicklung, während bei E das „Prisma I. Stellung“ auf Kosten desjenigen II. Stellung vorherrscht. F und G sind tafelig nach $\langle 001 \rangle$, L breittafelig nach $\langle 100 \rangle$. N—U sind Zwillinge. N zeigt den häufigsten Fall mit $\langle 100 \rangle$ als Zwillings- und Verwachsungsebene. Bei O und P ist $\langle 122 \rangle$ Zwillingssebene. Indem nicht nur die eine Flächenlage von $\langle 122 \rangle$, sondern auch die andere als Zwillingssebene auftritt, entstehen sternartige Gebilde, die drei- und sechsstrahlig sein können (S). In T und U (hier Doppelzwilling) haben die beiden Individuen außer $\langle 010 \rangle$ noch eine Fläche ($h01$) gemeinsam. Noch komplizierter ist Q, wo zu a des einen Individuums eine Fläche von m des andern Kristalls parallel liegt.

Die als Basis genommene Fläche ist relativ stark geneigt. Ein engerer Parallelismus mit den rhombischen Pyroxenen ist daher nur in der Prismenzone zu erwarten. An den monoklinen Augiten treten im allgemeinen durch Kantenparallelismus nur zwei Zonen äußerlich gut in Erscheinung, nämlich die Zonen $\langle 001 \rangle$ und $\langle 110 \rangle$. Die Dreiecksprojektion (Fig. 122), in der einige der wichtigeren Formen eingetragen sind, zeigt, daß letztere Zone besonders gegen $\langle 110 \rangle$ hin gut entwickelt sein kann. Deshalb gehören auch die monoklinen Augite bereits dem säuligen Typus der hypotetragonalen Mineralien an. Als wichtige Formen können besonders genannt werden: $\langle 110 \rangle$, $\langle 100 \rangle$, $\langle 010 \rangle$, $\langle 130 \rangle$, $\langle 11\bar{1} \rangle$, $\langle 111 \rangle$, $\langle 22\bar{1} \rangle$, $\langle 221 \rangle$, $\langle 001 \rangle$, $\langle 10\bar{1} \rangle$, $\langle 021 \rangle$, $\langle \bar{1}02 \rangle$. Die letztere Form

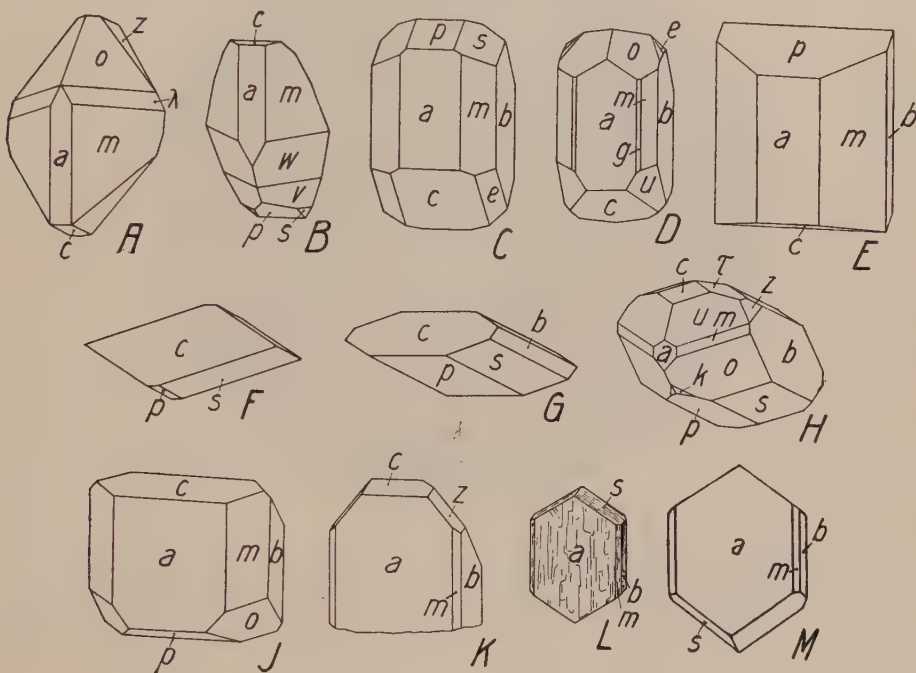


Fig. 125. Fassait (A, B), Salit (C—E), Schefferit (F—H), Hedenbergit (J, K) und Diallag (L, M). $a \langle 100 \rangle$, $b \langle 010 \rangle$, $c \langle 001 \rangle$, $g \langle 210 \rangle$, $m \langle 110 \rangle$, $z \langle 021 \rangle$, $e \langle 011 \rangle$, $p \langle \bar{1}01 \rangle$, $w = \lambda \langle \bar{3}31 \rangle$, $o = v \langle \bar{2}21 \rangle$, $s \langle \bar{1}11 \rangle$, $\tau \langle \bar{1}12 \rangle$, $u \langle 111 \rangle$, $k \langle \bar{3}12 \rangle$. Es ist zu beachten, daß A, C—E und L umgekehrt zu denken sind, so daß oberes und unteres Ende sich vertauschen. — Bei den oft flächenreichen Fassaitkristallen (Fassatal!) sind die $[110]$ -Zonen weitaus am wichtigsten. b fehlt gerne. Der Habitus ist typisch monoklin (A, Sutherland; B, Ägäisches Meer). Die Salitbilder (Sala in Schweden!) haben fast genau das Aussehen gewisser Augit- und Diopsidfiguren (C, D, Sutherland; E, Ural). An den Hedenbergiten (J, K, Japan) ist a wichtigste Fläche, ebenso wie am Diallag (L, Tirol; M, New-York), den eine vorzügliche Absonderung nach $\langle 100 \rangle$ auszeichnet. Das für Pyroxenkristalle ungewohnte, fast rhomboedrische Aussehen der Schefferite (F—H, Langban), ist durch das Fehlen von $\langle 001 \rangle$, die vorherrschende Bedeutung von $\langle 101 \rangle$ und die starke Entwicklung von $\langle 001 \rangle$ bewirkt.

ist meist gerundet. Bei den Diopsiden herrschen $\langle 100 \rangle$ und $\langle 010 \rangle$ oft über $\langle 110 \rangle$. Neben der Basis sind $\langle 111 \rangle$, $\langle 22\bar{1} \rangle$, $\langle 10\bar{1} \rangle$ sehr gerne entwickelt. Der Habitus (Fig. 123—125) ist vorwiegend quadratisch-säulig. Bei den gewöhnlichen Augiten tritt $\langle 110 \rangle$ oft gleichwertig neben $\langle 100 \rangle$ und $\langle 010 \rangle$ (achtseitiger Querschnitt, vergl. auch das Dünnschliffbild Fig. 126), indessen ist hier ein dicktafeliger Habitus nach $\langle 100 \rangle$ nicht selten. $\langle 11\bar{1} \rangle$ schließt als Prisma die Kombination öfters ab. Neben dem nach $[001]$ säuligen und dem nach $\langle 100 \rangle$ tafeligen Habitus sind mehr iso-

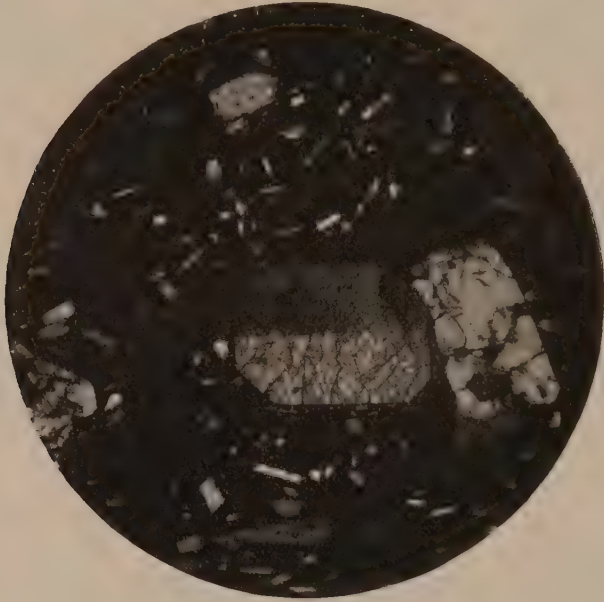


Fig. 126. Andesitschliff, Mount Shasta, Cal., mit einem großen, achtseitigen Querschnitt von Augit, der nach $\langle 100 \rangle$ verzwilligt ist und die fast rechtwinklig aufeinander stehenden Spaltrisse nach $\langle 110 \rangle$ gut erkennen läßt. Wegen der gekreuzten Nicols treten die beiden Zwillingshälften gut hervor. 70fache Vergr.

metrische Ausbildungen, sowie zur Seltenheit tafelige Entwicklungen nach $\langle 010 \rangle$ oder $\langle 001 \rangle$ bemerkbar. Nadelförmige Kristalle sind Ausnahmen. Vielfach zeigen die gesteinsbildenden Pyroxene Berührungszwillinge nach $\langle 100 \rangle$ (Fig. 123 u. Fig. 126).

Auch $\langle 001 \rangle$ ist als Zwillingsfläche und Verwachsungsfläche, insbesondere polysynthetischer Art bekannt. Durchkreuzungszwillinge nach $\langle 101 \rangle$ und $\langle 122 \rangle$ sind seltener.

Vorkommen und Umwandlungen der Augite sind bereits S. 271 zusammengestellt. Sehr häufig sind die Augite weicher als 5, es hat dann die Zersetzung in Talk oder andere erdige Substanzen begonnen. Eine Reihe verschiedener Namen, wie Pyrrallolith, Pyrosklerit usw. wurde

derartigen wenig definierten Pseudomorphosen verliehen. Die Umwandlung in Hornblende vollzieht sich besonders bei nicht zu hohen Temperaturen unter dem Einfluß wässriger Lösungen oder Dämpfe. Farblose und grüne Hornblenden (Uralit) entstehen in erster Linie. Die Diopside, Hedenbergite, Fassaite sind Mineralien, die häufig mit Granat, Vesuvian, auch Epidot, in metamorphen Gesteinen auftreten. In den Klüften dieser gleichen Gesteine findet man schöne Diopsidkristalle mit Granat, Chlorit, Epidot, Zoisit, Calcit oder Quarz assoziiert. Diopsidartige Augite, gewöhnliche Augite, Diallag und Omphacit sind in der Regel Eruptivgesteinsgemengteile. Der nicht selten in smaragdgrüne Hornblende (Smaragdit) umgewandelte Diallag bildet mit kalkreichem Plagioklas die Hauptmasse der gewöhnlichen Gabbros.

3. Alkalipyroxene (im besondern Natronaugite)

Spezielle Kennzeichen: Der weißlichgrüne Jadeit bildet dichte, körnige bis faserige Aggregate, die oft schön kantendurchscheinend sind. Diese Aggregate sind äußerst zähe. Härte $6\frac{1}{2}$, Dichte $2\frac{1}{2}$ —3. Chloromelanit ist meist dunkelgrün gefärbt bei ähnlicher Aggregatbildung. In faserigen Massen und sehr großen Einzelkristallen, sowie eingewachsen in Gesteinen treten Akmit und Aegirin auf. Sie sind makroskopisch schwarz (bräunlichschwarz oder grünlichschwarz) gefärbt. Neben der Spaltbarkeit nach $\langle 110 \rangle$ ist eine Absonderung nach $\langle 100 \rangle$ nicht selten wahrnehmbar. Der Strich ist bereits gelblich bis dunkelgrün. Die Härte beträgt 6— $6\frac{1}{2}$, das spezifische Gewicht steigt bis auf 3,5.

Für Spodumen wurden folgende linearen Kompressibilitäten zwischen 0 und 12000 kg pro cm^2 bestimmt. Angegeben sind a und b der Gleichung $\frac{\Delta l}{l} = ap - bp^2$.

Temperatur in C°	parallel a-Achse		parallel b-Achse		parallel c-Achse	
	a · 10 ⁷	b · 10 ¹²	a · 10 ⁷	b · 10 ¹²	a · 10 ⁷	b · 10 ¹²
30	1,801	0,70	2,459	0,70	1,997	0,70
75	1,820	0,70	2,587	1,46	1,938	0,70

Spezielle morphologische Kennzeichen: Man gibt für Aegirin und Akmit an: a:b:c = 1,0998:1:0,6012, $\angle \beta = 106^\circ 51'$ (Brögger). Im allgemeinen ist auch in bezug auf die Wachstumserscheinungen Analogie mit den gewöhnlichen Augiten vorhanden, allein die Zugehörigkeit zum linearen Wachstumstypus gibt sich besser kund. Neben kurzsäuligen Kristallen sind lange, schilfartige, beidseitig etwas zugespitzte Ausbildungen (Fig. 127) nicht selten. [001] entspricht der Längsrichtung, $\langle 100 \rangle$ der Breitseite dieser Kombinationen.

Die Zuspitzung wird durch Formen wie $\langle 441 \rangle$, $\langle 661 \rangle$, $\langle 311 \rangle$ erzeugt. Auch $\langle 331 \rangle$, $\langle 552 \rangle$, $\langle 221 \rangle$ sind neben $\langle 100 \rangle$, $\langle 110 \rangle$, $\langle 010 \rangle$, $\langle 101 \rangle$, $\langle 111 \rangle$ nicht allzu selten. Neben der Zone [110] ist die Zone

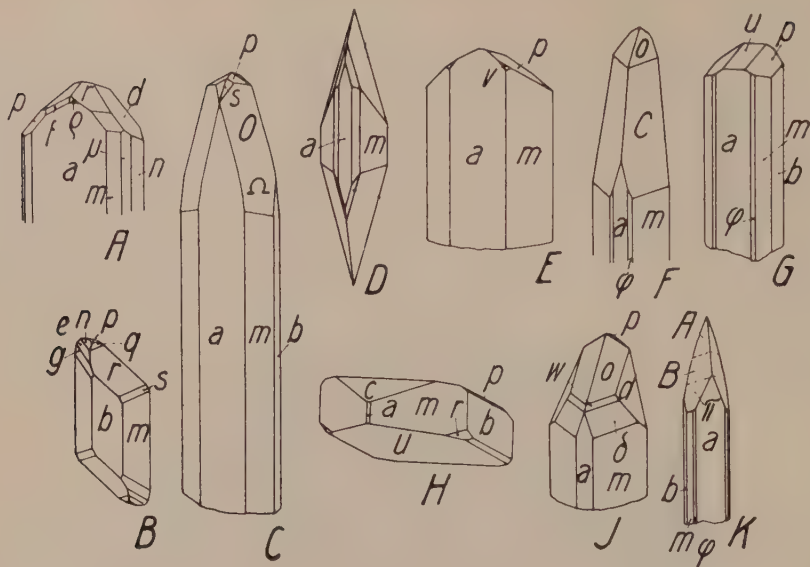


Fig. 127. Alkaliaugite. Spodumen (A, B), Akmit (C, D), Aegirin (E—K). $a \langle 100 \rangle$, $b \langle 010 \rangle$, $c \langle 001 \rangle$, $\varphi \langle 310 \rangle$, $m \langle 110 \rangle$, $\mu \langle 120 \rangle$, $n \langle 130 \rangle$, $d \langle 021 \rangle$, $u \langle 101 \rangle$, $p \langle 111 \rangle$, $q \langle 332 \rangle$, $r \langle 221 \rangle$, $s = A \langle 441 \rangle$, $B \langle 992 \rangle$, $\pi \langle 551 \rangle$, $O \langle 661 \rangle$, $\Omega \langle 881 \rangle$, $v \langle 111 \rangle$, $o \langle 221 \rangle$, $w \langle 331 \rangle$, $\delta \langle 551 \rangle$, $C \langle 661 \rangle$, $f \langle 211 \rangle$, $S \langle 311 \rangle$ (an C), $g \langle 681 \rangle$, $e \langle 241 \rangle$. Bei A, C, G, K ist die Rückseite nach vorne gestellt. A (Norvich) und B, auch Hiddenit genannt, (Alexander Co., hier ist $n = \langle 243 \rangle$) sind zwei morphologisch recht verschiedene Ausbildungen von Spodumen, erstere nach $\langle 100 \rangle$, letztere nach $\langle 010 \rangle$ tafelig. Die schilffartigen, oft fußlangen Akmitkristalle (C, Eker; D, Rundemyr) zeigen die eigentümlichen, spitz auslaufenden Enden. Diese sind (ähnlich wie beim Aegirin) oft von mehreren, ineinander übergehenden spitzen positiven Prismen 4. Stellung gebildet (C; K, Westafrika). Es kommen jedoch auch ähnlich gestaltete negative Prismen vor (F, Grönland; J, Mass.). An D finden sich sogar beide nebeneinander. Flache Enden zeigen dagegen E (Langesundfjord) und G (Vesuv). H (Kororsuak) ist tafelig nach $\langle 101 \rangle$.

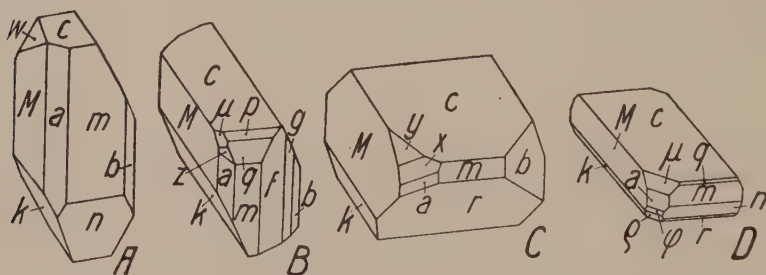


Fig. 128. Rhodonit. $a \langle 100 \rangle$, $b \langle 010 \rangle$, $c \langle 001 \rangle$, $m \langle 110 \rangle$, $M \langle 1\bar{1}0 \rangle$, $g \langle 150 \rangle$, $\mu \langle 401 \rangle$, $\rho \langle 201 \rangle$, $\varphi \langle 401 \rangle$, $p \langle 111 \rangle$, $r \langle 1\bar{1}1 \rangle$, $q \langle 221 \rangle$, $k \langle 221 \rangle$, $n \langle 2\bar{2}1 \rangle$, $w \langle 8 \cdot 12 \cdot 3 \rangle$, $x \langle 12 \cdot 1 \cdot 1 \rangle$, $y \langle 522 \rangle$, $z \langle 16 \cdot 2 \cdot 3 \rangle$. Mit ihren Übergängen von der nach $[001]$ säuligen Ausbildung (A, Langban), zur tafeligen Entwicklung nach $\langle 001 \rangle$ (D, New Jersey) zeigen die Figuren den außerordentlich variablen Habitus des triklinen Minerals. Auch verzerrt würfelige Gestalten kommen vor (vergl. etwa C, Pajsberg; von da auch B). Die Ähnlichkeit von A mit andern Pyroxenbildern ist auffallend, ebenso der schöne pseudotetragonale Querschnitt.

[001] oft sehr gut entwickelt. Auf $\langle 100 \rangle$ ist Streifung parallel [001] wahrnehmbar, und Formen wie $\langle 11 \cdot 1 \cdot 0 \rangle$, $\langle 510 \rangle$, $\langle 310 \rangle$, $\langle 730 \rangle$, $\langle 210 \rangle$ schalten sich zwischen $\langle 100 \rangle$ und $\langle 110 \rangle$ ein.

Vorkommen: Der Jadeit bildet Gänge und Adern. Akmit und Aegirin sind vorwiegend Eruptivgesteinsgemengteile. Hauptbegleiter sind Feldspäte und Quarz oder Nephelin. Nicht selten hat sich aus dem Magma zuerst gewöhnlicher oder Aegirinaugit ausgeschieden. Dieser ist dann von fast reinem Na-Ferriaugit umrandet.

Nur in aller Kürze und anhangsweise seien einige Kennzeichen der **triklinen Pyroxene** (Fig. 128) zusammengestellt (optische Daten siehe bereits Seite 270).

	Rhodonit bis Fowlerit	Babingtonit
Chemismus:	$[\text{SiO}_4 \cdot \text{SiO}_2] \text{Mn}_2$ bis $[\text{SiO}_4 \cdot \text{SiO}_2](\text{Mn, Fe, Ca, Zn})_2$	Ca-Ferro-Ferri-Silikat
Achsenverhältnis:	1,073 : 1 : 0,621 (<i>Flink</i>) $\alpha = 103^\circ$ $\beta = 109^\circ$ $\gamma = 81\frac{1}{2}^\circ$	1,069 : 1 : 0,631 (<i>Dauber</i>) $\alpha = 104^\circ$ $\beta = 108\frac{1}{2}^\circ$ $\gamma = 83\frac{1}{2}^\circ$
Spaltformen:	$\langle 110 \rangle$, $\langle \bar{1}\bar{1}0 \rangle$, auch etwa $\langle 001 \rangle$, $\langle 100 \rangle$, $\langle 010 \rangle$	$\langle 110 \rangle$, $\langle \bar{1}\bar{1}0 \rangle$ faserig. Auch nach $\langle 001 \rangle$
Bruch:	Muschelig. Glasglanz, auf Spaltflächen Perlmutterglanz	Muschelig. Glasglanz
Farbe:	Rosenrot bis fleischrot, auch gelblich, grünlich, bräunlich oder äußerlich schwarz. Durchscheinend, selten klar durchsichtig.	Grünlich oder bräunlich-schwarz, kaum durchscheinend
Strich:	Rötlichweiß	Grünlichgrau
Härte:	5—6	5—6
Spezifisches Gewicht:	3,4—3,7	3,4
Habitus und Ausbildungsweise:	Deformiert rhomboedrisch mit $\langle 001 \rangle$, $\langle 110 \rangle$, $\langle \bar{1}\bar{1}0 \rangle$, oder tafelig nach $\langle 001 \rangle$, auch säulenförmig nach [001] usw. (Fig. 128). Oft nur derbe, feinkörnige bis strahligblättrige Massen. Bustamit öfters radial-faserig	Vorzugsweise isometrisch bis etwas säulig oder dicktafelig. Meist gute Kristalle in Drusen. Hie und da strahlige Aggregate
Hauptformen:	$\langle 001 \rangle$, $\langle 110 \rangle$, $\langle \bar{1}\bar{1}0 \rangle$, $\langle 100 \rangle$, $\langle 010 \rangle$, ferner Formen der Zonen [001], [110], [$\bar{1}\bar{1}0$], [010]	$\langle 001 \rangle$, $\langle 110 \rangle$, $\langle \bar{1}\bar{1}0 \rangle$ $\langle \bar{2}\bar{2}1 \rangle$. Streifungen nach [001] und [$\bar{1}10$]
Vorkommen:	Auf Manganerzlagern, in metamorphen Gesteinen, insbesondere Karbonatgesteinen, auf Adern	In Drusen lievitführender Kontaktgesteine, in Drusen von Eruptivgesteinen. Relativ selten.

Der Wollastonit gehört morphologisch kaum zur Gruppe der linearen pseudotetragonalen Mineralien. Da er jedoch dem Chemismus nach zur Pyroxengruppe gerechnet wird, seien an dieser Stelle die Kennzeichen kurz zusammengestellt.

Wollastonit $[\text{SiO}_4 \cdot \text{SiO}_2]\text{Ca}_2$. Monoklin holoedrisch

Spezielle Kennzeichen: Farblos, weiß, oft etwas grau, grünlich oder bräunlich. Durchsichtig bis durchscheinend. Meist in Form körnig-blättriger bis strahlig-faseriger Aggregate ohne gute Endbegrenzungen.

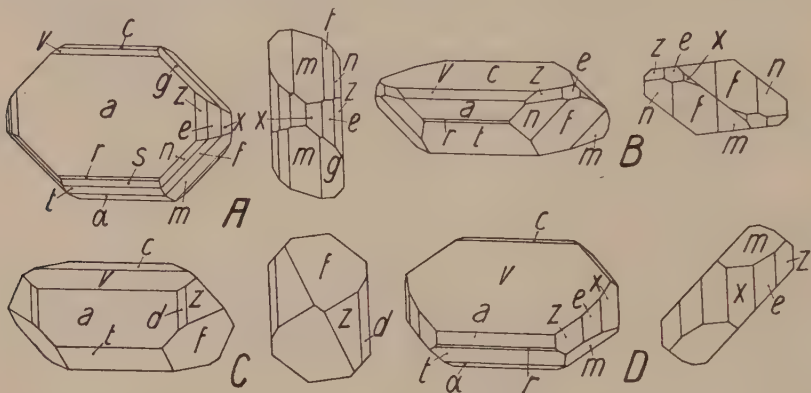


Fig. 129. Habitusbilder von Wollastonit. $a \langle 100 \rangle$, $c \langle 001 \rangle$, $g \langle 011 \rangle$, $v \langle 101 \rangle$, $r \langle \bar{3}01 \rangle$, $s \langle 201 \rangle$, $t \langle \bar{1}01 \rangle$, $\alpha \langle \bar{3}05 \rangle$, $d \langle 830 \rangle$, $z \langle \bar{3}20 \rangle$, $e \langle 110 \rangle$, $x \langle 120 \rangle$, $n \langle \bar{3}22 \rangle$, $f \langle \bar{1}11 \rangle$, $m \langle 122 \rangle$, $g \langle 011 \rangle$. Die Kombinationen sind je in gewöhnlicher Darstellung und als Kopfbilder auf $\langle 010 \rangle$ gezeichnet. Abgesehen von C (Cziklova), mit nach $[010]$ säuliger Ausbildung, erscheinen die andern Habustypen (Santorin) tafelig und zwar A nach $\langle 100 \rangle$, B nach $\langle 001 \rangle$ und D nach $\langle 101 \rangle$. Drei Wachstumszonen sind es, die an diesen Kristallbildern besonders auffallen. Am flächenreichsten und mannigfaltigsten ist $[010]$ mit a , v , c , r , s , t , α . Hiernach sind die Kristalle gestreckt. Dieser Zone gegenüber tritt $[001]$ mit a , d , z , e , x etwas zurück, wiewohl sie an all diesen Kristallen deutlich zur Ausbildung gelangt. Für A und B ist $[011]$ mit a , n , f , m , g sehr bezeichnend, während sie bei C nur noch a und f enthält und bei D völlig fehlt. $b \langle 010 \rangle$ fehlt.

Im letzteren Fall oft silberweißer Schein oder Perlmutterglanz auf Spaltflächen. Sonst Glasglanz. Spaltformen: $\langle 100 \rangle$, $\langle 001 \rangle$, $\langle \bar{1}01 \rangle$, $\langle \bar{1}02 \rangle$. Bruch uneben. Härte 4—5. Spezifisches Gewicht 2,8—2,99.

Physikalische Eigenschaften; Optisch negativ mit $\langle 010 \rangle$ als optischer Achsenebene.

	n_α	n_β	n_γ	n_γ/c	$2V$	$n_\gamma - n_\alpha$
Wollastonit Tennberg	1,6144	1,6256	1,6265	$30^\circ 12'$	32°	0,0121
„ Mansjö	1,620	1,633	1,635	$32^\circ 02'$	42°	0,015
„ Cziklova	1,621	1,633	1,635	ca. 32°	n. b.	0,014

Im Dünnschliff sind die Spaltbarkeiten nach $\langle 100 \rangle$, $\langle 001 \rangle$, sowie die Verzwillingung nach $\langle 100 \rangle$ oft gut erkennbar. $n_\gamma/c = 30$ bis 32° bezieht sich auf den spitzen Winkel β .

Spezielle Morphologie: $a:b:c = 1,05235:1:0,96494$ (Grosser).
 $\beta = 95^\circ 25'$.

Nach Spaltbarkeit und Achsenverhältnissen steht Wollastonit in keiner engeren Beziehung zur Pyroxengruppe. Die selten gut ausgebildeten Kristalle sind vorzugsweise nach $\langle 100 \rangle$, untergeordnet nach $\langle 001 \rangle$ oder $\langle 101 \rangle$ tafelig. Auch kurzprismatischer Habitus wurde beobachtet. Aus den gezeichneten Bildern (Fig. 129) ergibt sich, daß $[010]$, $[001]$, $[011]$ Hauptentwicklungszonen sind. $\langle 100 \rangle$, $\langle 101 \rangle$, $\langle 001 \rangle$, $\langle 110 \rangle$, $\langle 120 \rangle$, $\langle 320 \rangle$, $\langle 201 \rangle$, $\langle 301 \rangle$, $\langle 102 \rangle$, $\langle 011 \rangle$, $\langle 111 \rangle$, $\langle 122 \rangle$, $\langle 322 \rangle$ werden u. a. relativ häufig gefunden.

Chemische Verhältnisse und Vorkommen: Manche Wollastonite enthalten etwas Tonerde, Fe_2O_3 , Magnesium und Alkalien. In kata-metamorphen Karbonatgesteinen ist Wollastonit häufiges Neuprodukt. Besonders kontaktmetamorphe Kalksteine (Marmore) und metamorphe kalkige Einschlüsse in Eruptivgesteinen sind wollastonitführend. Calcit, Granat und Vesuvian sind die wichtigsten Begleiter.

Morphologisch sehr enge verwandt mit den Pyroxenen ist Borax.

Borax (Tinkal) $[\text{B}_4\text{O}_7]\text{Na}_2 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$. Monoklin holoeidrisch

Spezielle Kennzeichen: Die pyroxenähnlichen Kristalle sind weiß, grau, bläulich oder grünlich. Frisch weisen sie bei muscheligem Bruch Glas- bis Harzglanz auf. An trockener Luft verwittern die Kristalle zu einer oft erdigen, weißen Masse. Spaltbarkeit nach $\langle 100 \rangle$ vollkommen, nach $\langle 110 \rangle$ ziemlich gut, nach $\langle 010 \rangle$ in Spuren. Spezifisches Gewicht 1,69—1,72. Härte $2-2\frac{1}{2}$, wenn unzersetzt.

Spezielle physikalische Eigenschaften: Optisch negativ, mit starker Dispersion $\rho > 0$. $n_\alpha = b$, gekreuzte Dispersion. $n_{\gamma/c}$ im spitzen Winkel β bildet $55^\circ 53'$ für rotes Licht, $54^\circ 45'$ für grünes Licht, doch werden auch Werte bis zu 57° angegeben. Für Na-Licht wurden gefunden:

n_α	n_β	n_γ	2 V
1,4467	1,4694	1,4724	$39^\circ 21'$
bezw. 1,4463	1,4682	1,4712	
bezw. 1,4468	1,4686	1,4715	$39^\circ 36'$

Für äußerstes Rot ist $2V = 40^\circ 1'$, für äußerstes Violett $37^\circ 13'$.

Der für Röntgenstrahlen ziemlich durchlässige Borax ist diamagnetisch.

Die spezifische Wärme ist zwischen 20 und $50^\circ = 0,385$, der kubische Ausdehnungskoeffizient zwischen -188° und $+17^\circ = 0,000001$.

Über die Löslichkeit orientieren folgende Zahlen:

t in C°	2°	10°	30°	45°	50°	55°	ca. 60°
Anzahl g anhydrischer Substanz							
in 100 g Lösung	1,28	1,58	3,75	7,49	9,52	12,4	16,7
t in C°	65°	70°	80°	90°	100°		
Anzahl g anhydrischer Substanz							
in 100 g Lösung	18,0	19,6	23,9	29,0	34,3		

In rein wässriger Lösung existiert oberhalb 60° $\text{Na}_2\text{B}_4\text{O}_7 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$ als Bodenkörper.

Spezielle morphologische Kennzeichen: Monoklin holoeidrisch
 $a:b:c = 1,0995:1:0,5632$, $\angle\beta = 106^\circ 35'$ (Dana). Es sind:

$$\angle(001)/(100) = 73^\circ 25' \quad \angle(110)/(\bar{1}\bar{1}0) = 93^\circ 0'$$

$$\angle(001)/(\bar{1}\bar{1}1) = 40^\circ 31' \quad \angle(\bar{1}\bar{1}1)/(\bar{1}\bar{1}\bar{1}) = 57^\circ 27'$$

Die kristallographischen Konstanten sind somit denen der Pyroxene (Seite 276) sehr ähnlich. Auch die Flächenentwicklung und der Habitus (Fig. 130) sind wie bei den Augiten. Relativ häufige Formen sind $\langle 100 \rangle$, $\langle 010 \rangle$, $\langle 110 \rangle$, $\langle 001 \rangle$, $\langle 111 \rangle$, $\langle \bar{2}21 \rangle$. Dazu kommen $\langle 011 \rangle$, $\langle \bar{2}01 \rangle$, $\langle \bar{7}50 \rangle$. Die nach der c-Achse säuligen Kristalle zeigen die beiden Hauptzonen $[001]$ und $[110]$ häufig gut entwickelt. Streifung nach $[110]$: Zwillinge nach (100) sind bekannt.

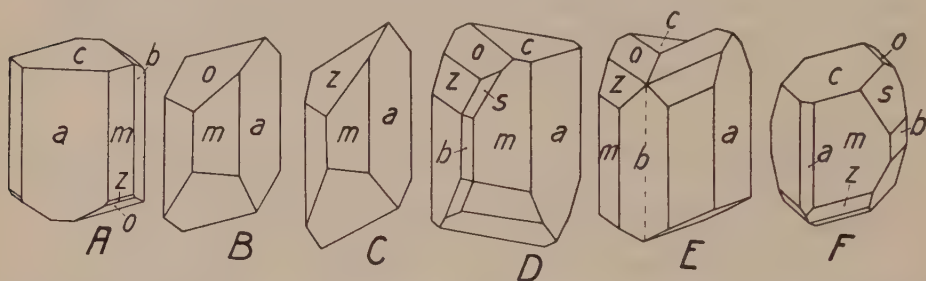


Fig. 130. Borax (C, Indien; F, Californien; die anderen künstlich). a $\langle 100 \rangle$, b $\langle 010 \rangle$, c $\langle 001 \rangle$, s $\langle 041 \rangle$, m $\langle 110 \rangle$, o $\langle \bar{1}\bar{1}1 \rangle$, z $\langle \bar{2}21 \rangle$. A zeigt die gewöhnliche Form dieses in den Sammlungen meist verwitterten Minerals. Die Entwicklungszone $[110]$ mit c, o, z, m ist charakteristisch (am besten an D zu sehen). Durch anderen Habitus und den Hinzutritt der Fläche s ist hiervon F unterschieden. Die augitähnliche Kombination B ist ebenso wie C (z statt o), D (vergl. F) und E (Zwilling nach $\langle 100 \rangle$) nicht in der üblichen Orientierung dargestellt, sondern so, daß die $+b$ -Achse nach vorne gerichtet ist.

Röntgenometrische Daten lassen sich vielleicht dahin deuten, daß zweckmäßigerweise die c-Achse zu verdoppeln wäre. $a:b:c = 1,0995:1:1,1264$. $\langle \bar{1}\bar{1}1 \rangle$ wird dann zu $\langle \bar{1}\bar{1}2 \rangle$, während $\langle \bar{2}21 \rangle$ zu $\langle 11\bar{1} \rangle$ wird. Die Indizes der Hauptformen werden somit einfacher. Läßt man eine Boraxkugel in einer langsam der Abkühlung ausgesetzten, bei 30° gesättigten Lösung wachsen, so bedeckt sie sich sofort mit Flächensegmenten. Es sind die Formen $\langle 100 \rangle$, $\langle 010 \rangle$, $\langle 001 \rangle$, $\langle 110 \rangle$, $\langle 041 \rangle$, $\langle \bar{1}\bar{1}1 \rangle$, $\langle \bar{2}21 \rangle$, die zunächst erscheinen. Bei weiterem Wachstum verschwindet $\langle \bar{2}21 \rangle$ wieder. Beim Auflösen einer Boraxkugel entsteht eine ausgesprochene Äquatorialkante. Da sich Auflösung und Wachstum reziprok zueinander verhalten, entspricht sie der Hauptwachstumszone $[001]$. Die für Boraxkristalle charakteristische Flächenverteilung, mit dem Vorherrschen von Prismen $\langle hhl \rangle$ vierter Stellung, tritt am Lösungskörper dadurch in Erscheinung, daß die Kanten im Zonenstück von (001) nach $(\bar{1}\bar{1}0)$ früher angelegt werden als in der Richtung des Abschnittes von (001) nach (110) .

Vorkommen: Borax ist ein Mineral chemisch sedimentärer Bildung. Die Boraxseen haben wohl durch vulkanische Vorgänge den Borgehalt bekommen.

Diasporgruppe $R_2O_3 \cdot H_2O$. Rhombisch holoeidrisch

Allgemeine Übersicht: Enger verwandt sind Diaspor und Goethit. Manganit weicht stärker ab.

Diaspor $Al_2O_3 \cdot H_2O$ $a : b : c = 0,9372 : 1 : 0,6039$;
 $a : c = 0,6443$

Goethit (Pyrrhosiderit) . . $Fe_2O_3 \cdot H_2O$ $a : b : c = 0,9185 : 1 : 0,6068$;
 $a : c = 0,6606$

Manganit $Mn_2O_3 \cdot H_2O$ $a : b : c = 0,8441 : 1 : 0,5448$;
 $a : c = 0,6463$.

Diaspor und Goethit dürfen noch als pseudotetragonal bezeichnet werden, Manganit ist höchstens hypotetragonal. Indessen zeigt das Verhältnis $a : c$, daß bei Manganit im wesentlichen die b-Achse größer geworden ist. Es soll auch schon hier betont werden, daß eine Zuordnung der Gesamtgruppe zum pseudotetragonalen Typus nur die eine Seite der morphologischen Entwicklung berücksichtigt. Vielleicht wäre es zweckmäßiger, die ganze Gruppe zu den Mineralien mit an sich niedriger Symmetrie und komplexer Verwandtschaft zu zählen.

Über die **physikalischen Eigenschaften** sei vergleichsweise referiert:

	Spez. Gew.	Härte	Spaltbarkeit	Farbe
Diaspor	3,3—3,5	6—7	$\langle 010 \rangle$ vollk. $\langle 210 \rangle$ gut	Farblos bis schwach gefärbt
Goethit	4,28	5—5½	$\langle 010 \rangle$ vollk. $\langle 100 \rangle$ undeutlich	Gelblich, rötlich, braunschwarz
Manganit	4,2—4,4	4	$\langle 010 \rangle$ sehr vollk. $\langle 110 \rangle$ vollk.	Halbmetallisch, dunkel stahlgrau

	n_α	n_β	n_γ	Orientierung	2 V	Dispersion		Pleochroismus
Diaspor	1,702	1,722	1,750	$n_\gamma = a$ $n_\alpha = c$	84°	$\rho \langle v$ schwach	+	Farblos oder rötlich- braun zu farblos
Goethit (rein)	2,26	2,39	2,40	$n_\gamma = c$ $n_\alpha = b$	klein	$\rho \rangle v$	—	Rotbraun; Absorp- tion $n_\alpha \langle n_\beta$ und n_γ
Manganit	2,24 _{Li}	2,24 _{Li}	2,53 _{Li}	$n_\gamma = c$ $n_\alpha = a$	klein	$\rho \rangle v ?$	+	Rotbraun bis opak; Abs. n_α und $n_\beta \langle n_\gamma$

Diaspor $Al_2O_3 \cdot H_2O$. Rhombisch holoeidrisch

Spezielle Kennzeichen: Das meist in blätterigen bis schuppigen oder breitstengeligen bis faserigen Aggregaten und stalaktitischen Formen auftretende Mineral ist weiß, gelblich, grau oder grünlich, haarbraun,

sogar violett gefärbt. Auf der ausgezeichneten Spaltfläche $\langle 010 \rangle$ herrscht Perlmutterglanz, sonst Glasglanz. Durchsichtig bis durchscheinend. Härte 6 und mehr. Spezifisches Gewicht 3,3—3,5.

Physikalische Eigenschaften: Über Lichtbrechung siehe oben. Der Pleochroismus ist von der färbenden Substanz abhängig und zeigt neben braunen Farben häufig $\parallel n_\gamma$ violblaue, $\parallel n_\beta$ gelbliche, $\parallel n_\alpha$ himmelblaue bis rosenrote Töne. Im Dünnschliff ist der Pleochroismus nicht mehr wahrnehmbar.

Spezielle Morphologie: Die nicht häufig gut ausgebildeten Einzelkristalle ließen bestimmen: $a : b : c = 0,9372 : 1 : 0,6039$ (Kokscharow).

$$\begin{array}{ccc} \angle (001) / (111) & \angle (111) / (1\bar{1}1) & \angle (110) / (1\bar{1}0) \\ 48^\circ 34' & 53^\circ 50' & 86^\circ 17\frac{1}{4}' \end{array}$$

Die hauptsächlichsten Formen sind $\langle 010 \rangle$, $\langle 210 \rangle$, $\langle 110 \rangle$, $\langle 230 \rangle$, $\langle 212 \rangle$, $\langle 011 \rangle$. Die Kristalle (Fig. 131) sind säulig bis nadelig nach

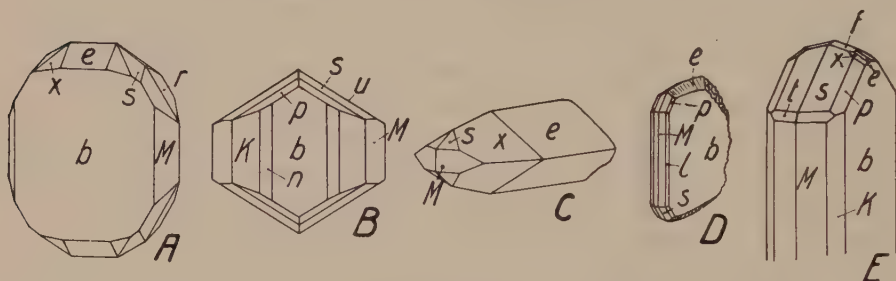


Fig. 131. Diaspor. $b \langle 010 \rangle$, $e \langle 011 \rangle$, $f \langle 012 \rangle$, $u \langle 101 \rangle$, $M \langle 210 \rangle$, $K \langle 230 \rangle$, $l \langle 120 \rangle$, $n \langle 150 \rangle$, $t \langle 211 \rangle$, $p \langle 111 \rangle$, $x \langle 133 \rangle$, $s \langle 212 \rangle$, $r \langle 10 \cdot 1 \cdot 4 \rangle$. Diaspor tritt selten in schönen Kristallen auf. Am meisten ist das Pinakoid $\langle 010 \rangle$ entwickelt. Nach diesem sind die Kristalle gerne tafelig bis blätterig (A, Ural; D, Chester; E, Campolungo; B, Greiner). Nach $[100]$ gestreckte bis spießige Ausbildung ist selten (C, Chester).

In A und B ist der Deutlichkeit wegen $\langle 010 \rangle$ nach vorne gedreht.

der Zone $[001]$ oder langgestreckt tafelig bis blätterig nach $\langle 010 \rangle$. Die gut entwickelte Vertikalprismenzone weist Streifung nach der Zonenachse auf. Oft sind die Endflächen gerundet. Die Flächen der Zone $[011]$ weisen etwa eine Streifung nach $[011]$ auf. Für einzelne Vorkommnisse sind diese dem Goethit fehlenden Flächen zwischen $\langle 111 \rangle$ und $\langle 011 \rangle$ charakteristisch. Sonst ist eher die Zone $[101]$ als Entwicklungszone neben $[001]$ erkennbar.

Die stengelige Ausbildung nach $[001]$ (der kürzesten Achse nach obigem Achsenverhältnis) und die blätterige Ausbildung nach $\langle 010 \rangle$ (senkrecht zur längsten Achse) verleihen dem Mineral einen morphologischen Doppelcharakter. Auch fällt auf, daß $\langle 210 \rangle$ und $\langle 212 \rangle$ häufiger sind als $\langle 110 \rangle$ und $\langle 111 \rangle$. Es bleibt somit fraglich, ob das angenommene Achsenverhältnis die einfachsten Beziehungen wiedergibt. Bedenkt man jedoch, daß neben der sehr vollkommenen Spaltbarkeit nach $\langle 010 \rangle$ eine unvollkommene nach $\langle 210 \rangle$ und eine sehr unvollkommene nach $\langle 100 \rangle$ bekannt sind, also drei einer Zone parallele Spaltbarkeiten auftreten, so wird man zum mindesten eine Verwandtschaft mit dem linearen Kristalltyp zugeben müssen.

Chemische Verhältnisse und Vorkommen: Diaspor ist kein verbreitetes Mineral. Mit Korund zusammen wird es in vorwiegend metamorphen Gesteinen gefunden. Auch im Bauxit und Laterit findet es sich als Neukristallisationsprodukt. Ein Fe_2O_3 -Gehalt ist nicht selten.

Goethit $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$. Rhombisch holodrisch

Spezielle Kennzeichen: Das säulige, nadel- bis haarförmige oder tafelige Mineral bildet meistens stengelige, faserige, blätterige, schuppige Aggregate von kugelig, nierenförmiger bis traubiger Ausbildung. Radiale und zugleich konzentrisch schalige Struktur ist recht häufig. Während dünne Blättchen hyacinthrot durchscheinend sind, weisen die Aggregate gelbbraune bis dunkelschwarzbraune Farbe auf. Samtartiger Seidenglanz oder diamantartiger Metallglanz sind oft vorhanden. Der Strich ist meist matt orangebraun, variiert aber von hellgelb bis rostbraun. Die Dichte ist variabel, 3,8—4,4. Die Härte liegt um 5.

Physikalische Eigenschaften: Reiner Goethit ist wohl in der Natur nicht allzu häufig. Sogenannter Turgit ist bereits wasserärmer. Lepidokrokit ist eine zweite Modifikation von $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$ mit bedeutend stärkerem Pleochroismus. Übergänge in den Hämatit einerseits und den Limonit andererseits sind in den Aggregaten anzutreffen. Es mag daher begreiflich sein, daß auch die optischen Konstanten der makroskopisch als Goethit bestimmten Mineralien etwas variieren. Dafür seien einige Daten angegeben.

	n_α	n_β	n_γ			
Goethit, Antw. N. Y.	2,19	2,31	2,33	$\rho \rangle \rangle v$	$n_\beta \perp \langle 010 \rangle$	$n_\gamma \parallel c$
	gelb, $n_\beta \rangle n_\gamma \rangle n_\alpha$					
Goethit, Ishpeming. Mich.	2,15	n. b.	2,27	$\rho \rangle \rangle v$	$n_\beta \perp \langle 010 \rangle$	$n_\gamma \parallel c$
	rotbraun, $n_\beta \rangle n_\gamma \rangle n_\alpha$					
Goethit, Colorado	2,21 _L	2,35 _L		$\rho \rangle \rangle v$	$n_\alpha \perp \langle 010 \rangle$	$n_\gamma \parallel c$
	rotbraun, $n_\alpha \langle n_\beta \text{ und } n_\gamma$					
Goethit, Thüringen	2,21 _L	2,35 _E		$\rho \rangle \rangle v$	$n_\alpha \perp \langle 010 \rangle$	$n_\gamma \parallel c$
	rotbraun, $n_\alpha \langle n_\beta \text{ und } n_\gamma$					
Goethit, rein (synthetisch)	2,26	2,39	2,40	$\rho \rangle \rangle v$	$n_\alpha \perp \langle 010 \rangle$	$n_\gamma \parallel c$

Der Achsenwinkel schwankt stark. Gewisse Vorkommnisse sind fast einachsige. Der Pleochroismus ist im allgemeinen ein geringer, dadurch unterscheidet sich Goethit von Lepidokrokit (mit $n_\alpha = 1,94$, $n_\beta = 2,20$, $n_\gamma = 2,51$, schwacher Dispersion und niedrigerem spezifischen Gewicht).

Spezielle Morphologie: $a : b : c = 0,9185 : 1 : 0,6068$ (Phillips).

$$\angle (001)/(111) = 48^\circ 6\frac{1}{2}' \quad \angle (110)/(\bar{1}\bar{1}0) = 85^\circ 8'$$

Die Bezeichnungen Nadelierz und rubinroter Eisenglimmer geben die Haupthabitusypen an. Kurzsäulige bis nadelige Kristalle nach $[001]$, sowie nach $[00\bar{1}]$ gestreckte Tafeln $\parallel \langle 010 \rangle$ kennzeichnen die seltenen Einzelkristalle. Bei der Aggregatbildung ist wiederum $[001]$ Faserichtung, $\langle 010 \rangle$ Blattfläche (Fig. 132). Hauptformen sind $\langle 010 \rangle$, $\langle 110 \rangle$, $\langle 120 \rangle$, $\langle 210 \rangle$, $\langle 111 \rangle$, $\langle 212 \rangle$, $\langle 011 \rangle$, Hauptzonen $[001]$ und $[101]$ (ev. $[120]$).

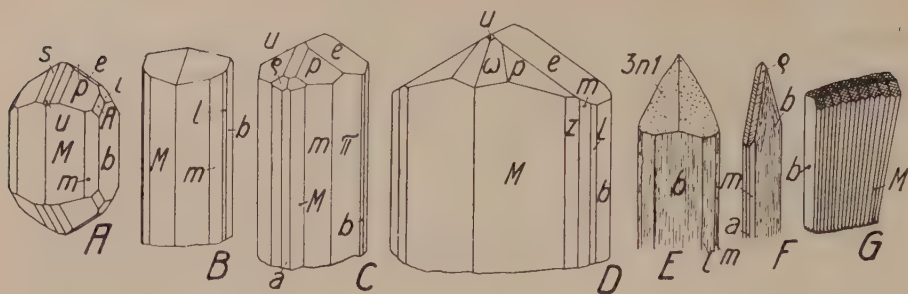


Fig. 132. Goethit. $a\langle 100\rangle$, $b\langle 010\rangle$, $i\langle 052\rangle$, $e\langle 011\rangle$, $u\langle 101\rangle$, $M\langle 210\rangle$, $z\langle 430\rangle$, $m\langle 110\rangle$, $l\langle 120\rangle$, $\pi\langle 140\rangle$, $p\langle 111\rangle$, $\rho\langle 311\rangle$, $s\langle 212\rangle$, $A\langle 252\rangle$, $\omega\langle 413\rangle$. Cornwall (A, D), Reichenstein (B), Walton (C), Salisbury Crags (E, F), Colorado (G). Die verhältnismäßig gute Entwicklung der Prismenzone ist das einzig Konstante an diesen Typen von Goethit. Besonders auffallend ist die Verschiedenheit der Endbegrenzung. Bei A und C ist sie durch die Wachstumszonen $[101]$ und $[011]$ beherrscht. Bei D tritt erstere wegen ω zurück. B zeigt die komplizierte Bipyramide $\langle 36\cdot 8\cdot 27\rangle$. Die blätterige Ausbildung nach $\langle 010\rangle$ kommt an den Figuren E—G zur Darstellung. Gekrümmte Flächen verunmöglichen hier z. T. genauere Bestimmung. Die von der Regel abweichende Orientierung von E und G ist zu beachten.

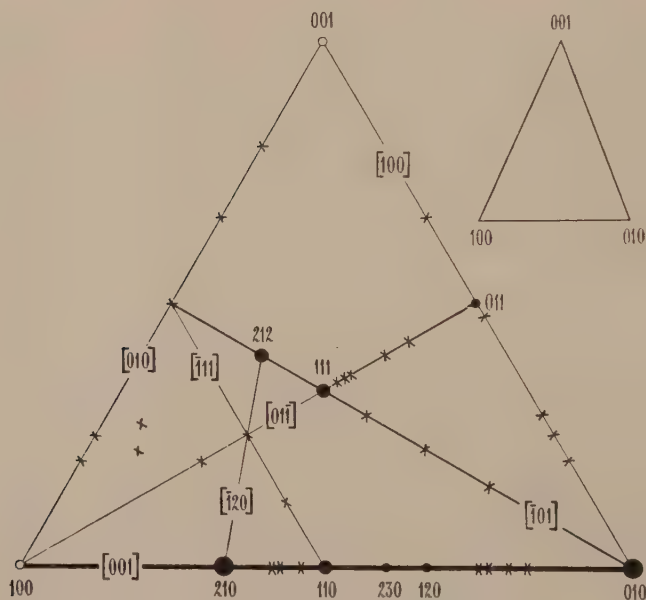


Fig. 133. Schematische Dreiecksprojektion der für Diaspor und Goethit bekannten Formen. Die starke Besetzung der Prismenzone charakterisiert die stenglige Ausbildung. Das kleine gnomonische Projektionsdreieck weicht deutlich vom gleichschenkligen ab, entsprechend der schon beträchtlichen Verschiedenheit der a - und b -Achse.

In Fig. 133 sind die für Diaspor und Goethit bekannten Formen eingetragen. Die [011]-Zone ist besonders bei Diaspor entwickelt. Die Spaltbarkeiten sind ähnlich wie beim Diaspor, doch fehlt scheinbar die prismatische Spaltform.

Vorkommen: Goethit tritt mit Limonit in der Oxydationszone von Eisenerzlagerstätten auf. Auch selbständig findet man ihn mit Quarz oder Calcit. Umwandlungen in Hämatit und Limonit und ihre Umkehrungen sind bekannt. Pseudomorphosen nach Pyrit zeigen die hauptsächlichste Entstehungsweise. Über die chemischen Verhältnisse siehe oben.

Manganit $\text{Mn}_2\text{O}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$. Rhombisch, wahrscheinlich holodrisch

Spezielle Kennzeichen: Manganit tritt in guten, gewöhnlich längsäulig bis nadeligen, parallel der Längsrichtung gestreiften Kristallen und Kristallgruppen oder in stengeligstrahligen bis faserigen Aggregaten und Nodulen, konzentrischschaligen und radialstrahligen Massen (seltener körnig) auf. Das halbmatt glänzende, opake Mineral ist dunkelstahlgrau bis schwarz. Strich und Pulver sind dunkelbraun. Die Reflexionsfarbe unter dem Metallmikroskop ist ein Grauweiß. Die Härte ist $3\frac{1}{2}$ —4, das spezifische Gewicht 4,2—4,4. Manganit geht jedoch leicht in sogenannten Pyrolusit ($\text{MnO}_2 + \text{etwas H}_2\text{O}$) über. Dann sinkt die Härte auf 2— $2\frac{1}{2}$, der Glanz wird metallischer und antimonitähnlicher (eisenschwarz, dunkelstahlgrau, oft etwas bläulich), der Strich wird schwarz. Andererseits sind Umwandlungen in Psilomelan nicht selten. Dann steigt die Härte auf 5—6, der Glanz wird matter.

Spezielle morphologische Kennzeichen: $a : b : c = 0,8441 : 1 : 0,5448$ (Mohs):

$$\begin{array}{ccc} \angle (001)/(111) & \angle (111)/(\bar{1}\bar{1}\bar{1}) & \angle (110)/(110) \\ 49^\circ 49' & 49^\circ 11\frac{1}{2}' & 80^\circ 20' \\ \angle (011)/(0\bar{1}\bar{1}) & \angle (111)/(\bar{1}\bar{1}\bar{1}) & \\ 57^\circ 10' & 59^\circ 5\frac{1}{2}' & \end{array}$$

Manganit besitzt eine Reihe höchst charakteristischer morphologischer Kennzeichen (Fig. 134). Die Flächen der Hauptzone [001] sind meist tief gestreift bis gerieft. Die Basis, welche in vielen Fällen die nach der c-Achse säuligen Kristalle begrenzt, ist oft löcherig oder nach [010] gestreift. Manchmal ist sie auch gerundet. Die löcherige Struktur ist eine Folge des Aufbaues aus einzelnen nadeligen Individuen. Die Formen der Zonen [101] sind, wenn sie die Endbegrenzung bilden, nach der Zonenachse gestreift. Kurzsäulige Kristalle sind oft sehr flächenreich. Knieförmige Zwillinge, wie bei Rutil, treten dann nach $\langle 011 \rangle$ auf (Fig. 134, K, L). Längssäulige Kristalle zeigen seltener Penetrationszwillinge nach dem gleichen Gesetz (Fig. 134, M), wobei die c-Achsen

einen Winkel von $57^{\circ} 10'$ miteinander bilden. Das Grundprisma ist mit seinen 80° deutlich rhombisch, wie ja der hypotetragonale Charakter hier ein sehr versteckter ist. Die Spaltbarkeit nach $\langle 010 \rangle$ ist noch eine vollkommene, doch tritt gegenüber Goethit diese Fläche zurück. Dicktafelige Ausbildungen nach $\langle 010 \rangle$ sind nicht häufig. Auch nach $\langle 110 \rangle$ ist die Spaltbarkeit meist noch gut erkennbar. Das Mineral weist

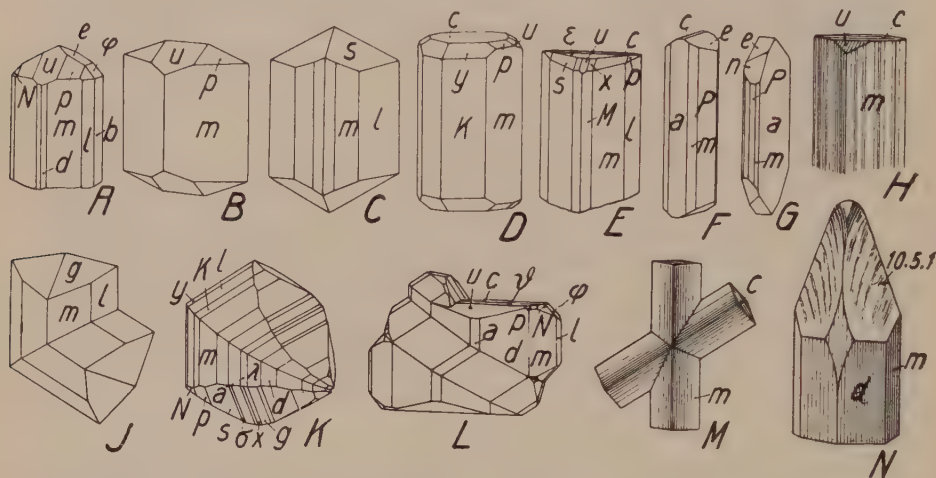


Fig. 134. Manganit. a $\langle 100 \rangle$, b $\langle 010 \rangle$, c $\langle 001 \rangle$, φ $\langle 021 \rangle$, e $\langle 011 \rangle$, u $\langle 101 \rangle$, ε $\langle 205 \rangle$, ϑ $\langle 2 \cdot 0 \cdot 15 \rangle$, λ $\langle 310 \rangle$, M = d $\langle 210 \rangle$, m $\langle 110 \rangle$, K $\langle 230 \rangle$, l $\langle 120 \rangle$, y $\langle 130 \rangle$, P $\langle 270 \rangle$, x $\langle 414 \rangle$, g $\langle 313 \rangle$, σ $\langle 525 \rangle$, s $\langle 212 \rangle$, p $\langle 111 \rangle$, n = N $\langle 121 \rangle$. Fundorte: Ilfeld (B—E, J—M), Langbanshyttan (H), Ungarn (N). H, mehr oder weniger langstengelig, ist eine der häufigsten Ausbildungsarten dieses Minerals. Wie flächenreich im einzelnen die Prismenzone sein kann, mag aus K erschlossen werden. Die Zone $[101]$ beherrscht an A, B, D (hier ist ebenso wie bei G die a-Achse seitwärts gedreht) und K die Enden. Die Grundform p tritt an diesen Figuren nirgends als selbständige Endbegrenzung auf, wohl aber s (C) und g (J). $(10 \cdot 5 \cdot 1)$ an N ist gekrümmt und geht an der Spitze wie in der Mitte in ein Prisma zweiter Stellung über. J und K sind Kontaktzwillinge nach $\langle 101 \rangle$. M ist ein Durchwachsungszwilling nach dem gleichen Gesetz, während bei L ein nach $\langle 011 \rangle$ verzwilligtes Stück dem Hauptkristall eingelagert ist.

im ganzen viel mehr als Diaspor und Goethit die Eigenschaften eines linearen Kristalltypus auf. Es ist bemerkenswert, daß dies mit einem kleineren Verhältnis $b:c$ parallel geht.

Als wichtigere Wachstumsformen können besonders genannt werden: $\langle 110 \rangle$, $\langle 210 \rangle$, $\langle 120 \rangle$, $\langle 001 \rangle$, $\langle 101 \rangle$, $\langle 313 \rangle$, $\langle 212 \rangle$, $\langle 121 \rangle$, $\langle 221 \rangle$, $\langle 100 \rangle$, $\langle 010 \rangle$, $\langle 365 \rangle$, $\langle 011 \rangle$. In den Zonen $[001]$ und $[101]$ sind sehr viele Vizinalformen bekannt. Hier und da sind auch die Zonen $[100]$ und $[110]$ deutlich im Kantenparallelismus erkennbar. Die Projektionsfigur 135 enthält die wichtigsten Formen und eine Reihe jener, die nur an sehr flächenreichen Kristallen gefunden wurden.

Vorkommen: Die Umwandlung in Pyrolusit und Psilomelan ist bereits erwähnt worden. Andererseits entsteht Manganit auch wieder aus Psilomelan. Diese drei Manganerze treten überhaupt oft gemeinsam

auf. Baryt und Calcit sind dann wichtigste Begleiter. Manganit in schönen Kristallen findet sich besonders in Drusen. Verdrängungspseudomorphosen nach Calcit zeigen die nachträgliche Bildung des Manganites. Innige Gemenge mit Limonit gehören oft der Oxydationszone von Sideritgängen und -lagern an.

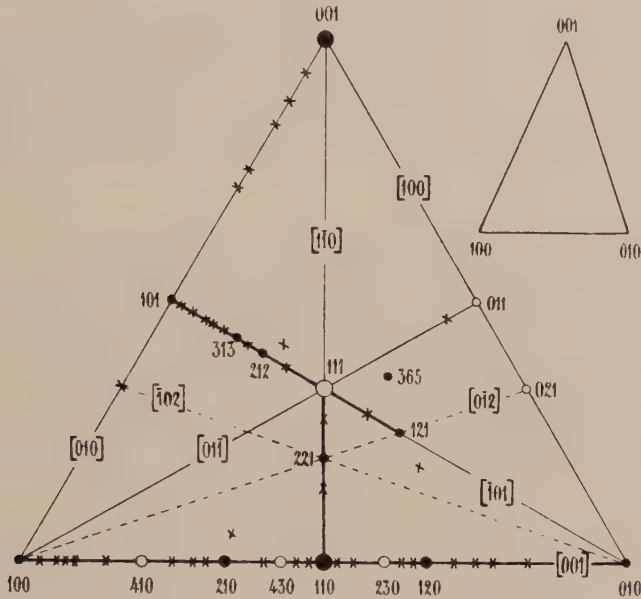


Fig. 135. Manganit. Neben den wichtigsten Formen sind in dieser Projektion eine Reihe solcher eingetragen, welche nur an flächenreichen Kristallen erscheinen. Das Zonenstück $(101):(001)$ kommt in Fig. 134, E und L, und durch die Streifung auf c auch in H zur Entwicklung.

Die nachfolgenden Mineralien dürfen im ganzen als repräsentativ für den eigentlichen linearen hypotetragonalen Typus gelten.

Rutilgruppe RO_2 . Tetragonal holoedrisch

Die **Hauptmineralien** der isostrukturellen Gruppe sind:

Rutil TiO_2 $a:c = 1:0,6442$

Kassiterit (Zinnstein, Zinnerz) SnO_2 $a:c = 1:0,6723$

Polianit MnO_2 $a:c = 1:0,6647$

Plattnerit PbO_2 $a:c = 1:0,6764$.

Sehr nahe verwandt sind:

Zirkon $ZrO_2 \cdot SiO_2$ $a:c = 1:0,6404$

Thorit $ThO_2 \cdot SiO_2$ $a:c = 1:0,6402$

Xenotim YPO_4 $a:c = 1:0,6187$.

Einige Eigenschaften seien vergleichsweise zusammengestellt:

	ϵ	ω	Doppelbrechung	Spez. Gew.	Härte
Rutil	2,903	2,616	0,287	4,18—4,25	6 bis $6\frac{1}{2}$
Kassiterit	2,093	1,997	0,096	6,8 — 7,1	6 bis 7
Zirkon	$\left\{ \begin{array}{l} 1,968 \\ 2,015 \end{array} \right\}$	$\left\{ \begin{array}{l} 1,924 \\ 1,961 \end{array} \right\}$	$\left\{ \begin{array}{l} 0,044 \\ 0,054 \end{array} \right\}$	4,68—4,70	$7\frac{1}{2}$
Xenotim	1,816	1,721	0,095	4,45—4,56	4 bis 5.

Alle Mineralien sind optisch positiv. Der stahlgraue bis eisengraue Polianit (mit schwarzem Strich) ist metallischglänzend. Halbm metallischen Glanz besitzen Plattnerit (eisenschwarz, Strich kastanienbraun), sowie manche Rutil, seltener Kassiterite. Der Habitus ist vorwiegend ein prismatischer. Mischkristallbildung zwischen den einzelnen Gliedern wird kaum beobachtet. Näher betrachten wollen wir die Hauptrepräsentanten: Rutil, Kassiterit und Zirkon.

Rutil TiO_2 . Tetragonal holoeidrisch

Spezielle Kennzeichen: Die meist nach c dicksäuligen bis nadeligen und faserigen Kristalle und körnigen Aggregate sind fuchsrot, rötlichbraun, hyazinthrot, blut- bis cochenillrot, blond, gelblich oder schwarz (Nigrin) gefärbt. Sehr selten sind violette oder grünliche Farbentöne. Reines, künstlich dargestelltes TiO_2 in Rutilform ist farblos. Der Strich ist gelblichbraun mit nach der Mineralfarbe verschiedener Intensität. Rutil ist in kleineren, klaren Kristallen durchsichtig bis durchscheinend, zumeist aber nahezu opak. Auf glatten Flächen (die Prismenflächen sind aber oft gestreift) ist metallartiger Diamantglanz erkennbar. Sonst fettiger Glanz. Spröde. Bruch halbmuschelig bis wenig uneben, Spaltbarkeit nach $\langle 110 \rangle$ recht vollkommen, weniger gut bis schlecht nach $\langle 100 \rangle$ und $\langle 111 \rangle$. Härte 6— $6\frac{1}{2}$. Spezifisches Gewicht 4,18—4,3 und höher.

Physikalische Eigenschaften: Entsprechend wechselnden Mengen von Beimengungen (insbesondere Fe) besitzen die physikalischen Eigenschaften eine gewisse Variationsbreite. Rutil ist optisch positiv und sehr stark doppelbrechend. Beispiele:

	Li	Na	Tl
Rutil, Sysert	$\left\{ \begin{array}{l} \epsilon = 2,8415 \\ \omega = 2,5671 \end{array} \right\} 0,2744$	$\left\{ \begin{array}{l} 2,9029 \\ 2,6158 \end{array} \right\} 0,2871$	$\left\{ \begin{array}{l} 2,9817 \\ 2,6725 \end{array} \right\} 0,3092$
Rutil, Ossolatal	$\left\{ \begin{array}{l} \epsilon = 2,83 \\ \omega = 2,56 \end{array} \right\} 0,27$	$\left\{ \begin{array}{l} 2,9014 \\ 2,6152 \end{array} \right\} 0,2862$	
Weitere Daten:	C-Linie	D-Linie	
	$\left\{ \begin{array}{l} \epsilon = 2,8514 \\ \omega = 2,5752 \end{array} \right\} 0,2762$	$\left\{ \begin{array}{l} 2,8932 \\ 2,6067 \end{array} \right\}$	$\left\{ \begin{array}{l} \text{oder } 2,8894 \\ \text{oder } 2,6030 \end{array} \right\} 0,2865 \text{ bzw. } 0,2864.$

Die Absorption ist im allgemeinen für ϵ größer als für ω . Die Absorptionskurven steigen von Rot nach Grün schwach, von Grün nach Blau sehr stark an. Im Rot und Gelb ist die Absorption für ω hier und da größer als für ϵ . Ein Absorptionsmaximum liegt im Ultraviolett bei ca. $0,38 \mu$. Pleochroismus nicht sehr stark, von Gelbbraun bis Schwarz zu Braungelb bis Gelb. Polysynthetische Zwillingsbildung hat oft schwache optische Anomalien zur Folge.

Die Dielektrizitätskonstanten für $\lambda = 75$ cm betragen $173 \parallel c$ und $89 \perp c$.

Als Magnetisierungszahlen, bezogen auf die Volumeneinheit, wurden Zahlen erhalten wie

$$\left. \begin{array}{l} \parallel c = +88,9 \cdot 10^{-7} \\ \perp c = +83,3 \cdot 10^{-7} \end{array} \right\} \text{paramagnetisch.}$$

Rutil ist ein schlechter Elektrizitätsleiter.

Die thermischen Ausdehnungskoeffizienten für 40°C lauten nach einer Bestimmung:

$$\begin{array}{cc} \parallel c & \perp c \\ 0,00000919 & 0,00000714. \end{array}$$

Thermisch verhält sich Rutil positiv. Achsenverhältnis des Isothermen-ellipsoids $a:c = 0,827:1$. Für die Bildungswärme ergibt sich: $\text{Ti} + \text{O}_2 = \text{TiO}_2$ krist. $+218400$ cal. Künstliche Schiebungen wurden erzeugt mit (101) und $(\bar{1}01)$ als Kreisschnittebenen. Größe der Schiebung $s = 0,908$. Natürliche Kristalle sind nach diesen Flächen oft verzwilligt.

Berechnet man für verschiedene Drucke p von 0 bis 12000 kg pro cm^2 die lineare Kompressibilität parallel $[001]$ nach der Formel $\frac{\Delta l}{l_0} = ap - bp^2$, so erhält man für Rutil

Temperatur in $^\circ\text{C}$	$a \cdot 10^7$	$b \cdot 10^{12}$
30°	1,038	0,70
75°	1,090	0,70.

Struktur: Die Struktur ist noch nicht eindeutig bestimmt. Nach einer bereits in der „Allgemeinen Mineralogie“ erwähnten Untersuchung enthält ein tetragonales Elementarparallelepiped mit $a = 4,52$ A. E. und $c = 2,91$ A. E. zwei Moleküle TiO_2 . Die Punktkoordinaten der Atome sind (Fig. 136):

Ti in $[000]$ und $[\frac{1}{2} \frac{1}{2} \frac{1}{2}]$.

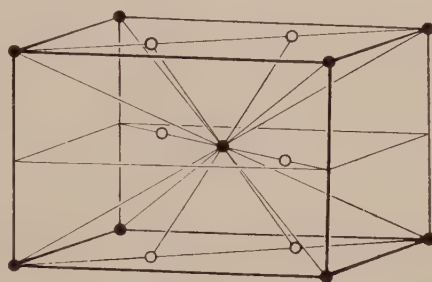
O in ungefähr $[\frac{31}{100} \frac{69}{100} 0]$ $[\frac{19}{100} \frac{19}{100} \frac{1}{2}]$ $[\frac{69}{100} \frac{31}{100} 0]$ $[\frac{81}{100} \frac{81}{100} \frac{1}{2}]$.

Darnach ist jedes Ti-Atom zentrosymmetrisch von sechs O-Atomen in nahezu gleichen Abständen umgeben. 4 O-Atome liegen in einer Ebene des Prismas erster Stellung, zwei auf der dazu senkrechten Geraden $[110]$. Die kürzesten Abstände der Ti-Atome voneinander liegen auf den $[001]$ -Richtungen. Durch relativ dichte Besetzung mit Ti-Atomen sind ferner ausgezeichnet: $[111]$, $[100]$, $[101]$, $[113]$, $[110]$, $[102]$, $[201]$, $[103]$.

Spezielle Morphologie: Tetragonal holoeдрisch, $a:c = 1:0,64415$ (Miller):

$$\begin{array}{cccc} \angle (001)/(111) & \angle (001)/(101) & \angle (111)/(111) & \angle (313)/(133) \\ 42^\circ 20' & 32^\circ 47' & 56^\circ 52\frac{1}{2}' & 29^\circ 6' \end{array}$$

Die Hauptformen sind $\langle 110 \rangle$, $\langle 100 \rangle$, $\langle 111 \rangle$, $\langle 101 \rangle$. Dazu kommen in der sehr gut entwickelten Prismenzone ditetragonale Prismen, wie $\langle 210 \rangle$, $\langle 310 \rangle$, $\langle 320 \rangle$, $\langle 410 \rangle$ usw. Streifung $\parallel c$ ist recht häufig. Die Basis (001) tritt zurück und ist meistens nur schwach entwickelt. $\langle 231 \rangle$,



$\bullet = \text{Ti}$ $\circ = \text{O}$

Fig. 136. Atomverteilung im Elementarparallelepiped von Rutil.

$\langle 221 \rangle$, $\langle 313 \rangle$, $\langle 311 \rangle$, $\langle 334 \rangle$, $\langle 323 \rangle$, $\langle 301 \rangle$ gehören zu den wichtigeren Formen außerhalb der Prismenzone. An den Kristallen tritt die Zone $[001]$ in erster Linie hervor, daneben lassen sich häufig die Zonen $[101]$ durch Kantenparallelität erkennen. Die in der Projektionsfigur 137 deutlich bemerkbaren Zonen $[110]$, ferner $[100]$, $[102]$ und $[103]$ beherrschen das äußere morphologische Bild kaum. Auch $[111]$ ist relativ schwach entwickelt. $[001]$ entspricht der kürzesten Bindungsrichtung

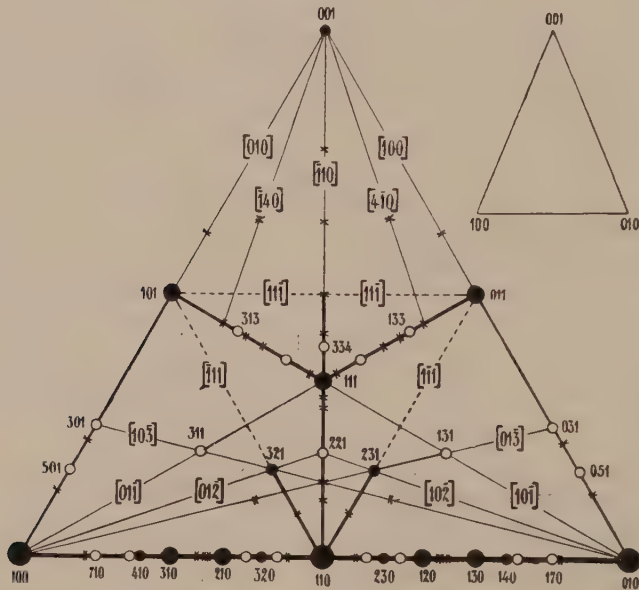


Fig. 137. Schematische Dreiecksprojektion von Rutil. Die überwiegende Zahl der Flächenpole findet sich in der unteren Hälfte der Projektionsfigur. Entsprechend $c \ll a$ ist das gleichschenklige gnomonische Projektionsdreieck rechts oben nach der Höhenlinie gestreckt.

zwischen Ti-Atomen. Merkwürdigerweise treten unter den oben angeführten Hauptstrukturlinien die mit lauter ungeraden Indizes stark zurück.

Als Ganzes ist der Gegensatz gegenüber dem gleich zusammengesetzten Anatas (siehe Seite 230) ein sehr deutlicher, wie nachstehende Zusammenstellung zeigt:

	Anatas	Rutil
Hauptzonen	$[110]$	$[001]$
vorwieg. Habitus	tafelig und bipyramidal	säulig bis nadelig
Streifung	parallel $[110]$	parallel $[001]$
Achsenverhältnis	$c > a$	$a > c$
Spaltbarkeit	$\langle 001 \rangle$, $\langle 111 \rangle$	$\langle 110 \rangle$, $\langle 100 \rangle$ und $\langle 111 \rangle$
Typus	gegen tetrag. planar tendierend	gegen tetrag. linear tendierend
Opt. Charakter	negativ	positiv

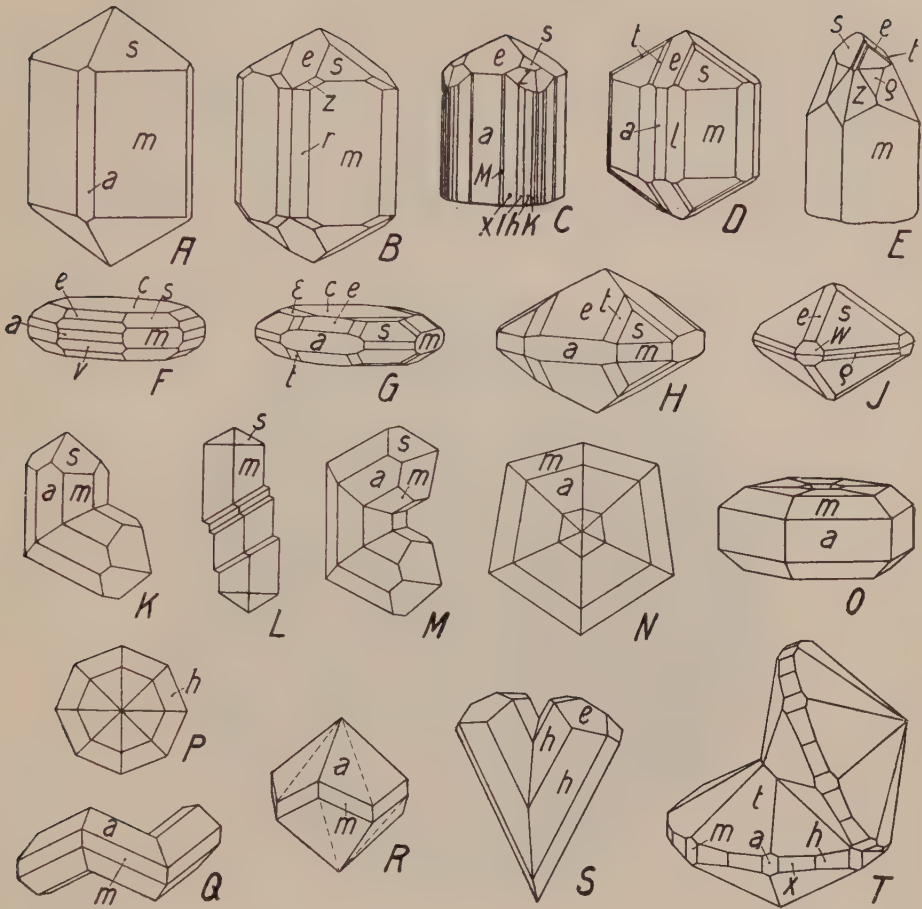


Fig. 138. Habitusbilder von Rutil. $a \langle 100 \rangle$, $m \langle 110 \rangle$, $M \langle 920 \rangle$, $x \langle 410 \rangle$, $l \langle 310 \rangle$, $h \langle 210 \rangle$, $r \langle 320 \rangle$, $K \langle 540 \rangle$, $p \langle 221 \rangle$, $s \langle 111 \rangle$, $e \langle 117 \rangle$, $w \langle 501 \rangle$, $v \langle 301 \rangle$, $e \langle 101 \rangle$, $z \langle 321 \rangle$, $t \langle 313 \rangle$. Katherinburg (A, B, K, M), Minas Geraes (C), Modriach (D), Varzo (E), Horrsjöberg (F, G), Binnental (H), Illmungebirge (J), Schweiz (L), Graves Mt. (N, O, Q, R), Arkansas (P), Brasilien (S), Stilluptal (T). A ist die typische, einfache Rutilkombination. Die Polkanten von s sind häufig gerade abgestumpft durch die Flächen von e (B, J usw.). Bei C wiegt diese Form gegenüber s sogar vor. In der $[001]$ -Zone treten zu den Prismen 1. und 2. Stellung regelmäßig noch ditetragonale Prismen; eine ganze Reihe zeigt C. Einzeln erscheinen sie bei B, D. An S kommen in dieser Zone überhaupt nur Flächen von h zur Ausbildung. Typisch ist das Auftreten von ditetragonalen Bipyramiden und zwar in den Zonen $e:m$ (B, C) und $e:o$ (D, G, H). E ist naturgetreu gezeichnet. Die tafeligen und rein bipyramidalen Ausbildungen (F–J) sind selten. Eine Eigentümlichkeit des Rutils ist seine Neigung zur Zwillingsbildung. Einen knieförmigen Zwilling nach $\langle 011 \rangle$ zeigt K. An L ist die Zwillingsbildung mehrfach wiederholt. Nach (011) , bzw. $(0\bar{1}1)$ sind die beiden Endglieder von M mit dem Mittelstück verwachsen. Die Weiterführung dieser Verzwillingung führt zu zyklischen Sechslingen (N = Kopfbild, O) mit verkümmerten Schlußgliedern ($011:0\bar{1}1 = 65^\circ 34\frac{1}{2}'$). Sind die aufeinander folgenden Zwillingssebenen nicht zu (001) symmetrisch, so entstehen bis achtfache Wendezwillinge mit auf- und absteigenden Kanten ($011:101 = 45^\circ 2'$; P = Kopfbild, Q und R, hier die zentralen Vertiefungen ausgewachsen). S ist ein herzförmiger Zwilling nach $\langle 301 \rangle$. T = Kontaktzwilling zweier ditetragonaler Bipyramiden.

Man erkennt somit die aus theoretischen Gründen gefolgerten Gegensätze, die mit den Strukturbildern im Einklang sind.

Der Habitus der Rutilkristalle (Fig. 138) variiert von körnig über säulig zu nadelig. Besonders, wenn Rutil als Einschluß in anderen Mineralien auftritt (z. B. Quarz), weist er gerne Nadelform bis Haarform auf. Im übrigen erzeugt Verzwillingung besondere Ausbildungen. Meistens ist eine Fläche von $\langle 101 \rangle$ Zwillingssebene. Dann stehen die c-Achsen unter einem Winkel von $65^\circ 34\frac{1}{2}'$ zueinander. Es entstehen knieförmige

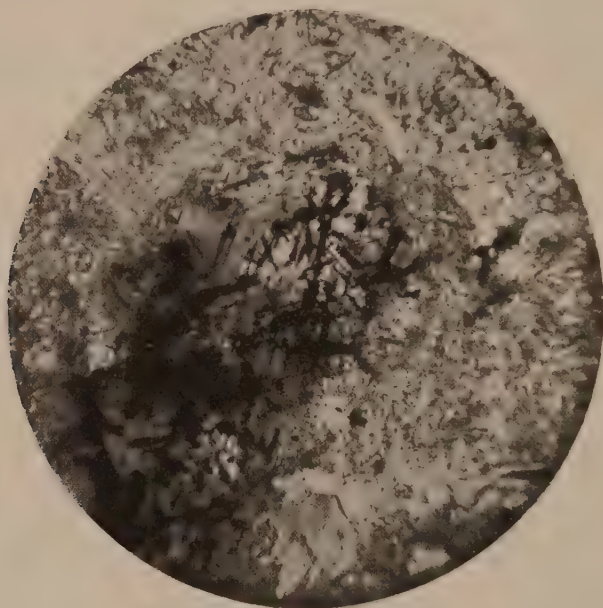


Fig. 139. Dünnschliffbild einer Minette von St. Maurice, Vogesen. Aus einem TiO_2 -haltigen Biotit hat sich durch Entmischung ein Sagenitnetz gebildet. Die nadeligen Rutilkristalle bilden ein zierliches Gewebe, dessen Fäden nach $\langle 011 \rangle$, z. T. nach $\langle 031 \rangle$ verzwillingt zu sein scheinen.

Zwillinge (Fig. 138, K). Nach dem gleichen Gesetz existieren polysynthetische Zwillingbildungen und Wendezwillinge (Drillinge, Sechslinge, Achtlinge, Fig. 138, L—R). Netzartige Gebilde (sogenannter Sagenit, Sagenitgewebe) stellen gleichfalls Zwillingssaggregate dünnsäuliger bis nadeliger Rutilite nach diesem Gesetz dar (Fig. 139). Sie finden sich besonders, wenn TiO_2 aus titanhaltigen Mineralien (z. B. Biotit) nachträglich ausgeschieden wird. Seltener sind Zwillingbildungen nach $\langle 301 \rangle$ (Fig. 138, S). Am ehesten ist gerade im Sagenitgewebe dieses Gesetz mit dem erstgenannten kombiniert. In regelmäßiger Weise ist Rutil mit einer Reihe von Mineralien verwachsen.

Mikroskopisch findet man in manchen, bei höherer Temperatur Ti-haltigen Substanzen (z. B. in Magnetit, Ilmenit, Biotit, Augit usw.) eine nachträgliche, gesetzmäßig orientierte Ausscheidung von Rutil. Makroskopisch erkennbare Verwachsungen dieser Art sind besonders Hämatit und Rutil, bzw. Magnetit und Rutil. Im ersteren Fall ist eine Fläche von $\langle 100 \rangle$ des Rutil parallel $\langle 111 \rangle$ des Hämatites. Die c-Achse des Rutils geht $[121]$ des Hämatites etwa parallel oder bildet mit letzterer Richtung genauer einen Winkel von $2^\circ 10'$ (vergl. Fig. 50 a, C).

Chemische Verhältnisse und Vorkommen: Rutil tritt pseudomorph nach Anatas, Brookit, Ilmenit, Hämatit, Hornblende usw. auf. Andererseits kennt man Umwandlungen in Titanit und Ilmenit. Rutil ist häufiges Sekundärprodukt aus titanhaltigen Mineralien. Als Gemengteil sedimentärer, metamorpher und zum Teil eruptiver Gesteine ist Rutil weitverbreitet. In pneumatolytischen Gängen und in hydrothermal gebildeten Drusen tritt er in größeren, gut ausgebildeten Kristallen auf. Hämatit, Quarz, hie und da auch Anatas und Brookit, sind in den alpinen Zerrklüften wichtige Begleiter. Rutil enthält fast immer nicht unbeträchtliche Mengen von Fe_2O_3 (Farbe!). Auch Mn, V, Sn wurden darin nachgewiesen. Es sind jedoch trotz der Isomorphie mit SnO_2 keine zinnreichen Mischkristalle bekannt geworden.

Kassiterit (Zinnstein, Zinnerz) SnO_2 . Tetragonal holoeidrisch

Spezielle Kennzeichen: Dieses wichtigste Zinnerz ähnelt oft dem Rutil sehr stark. Die Farbe ist in der Regel gelblichbraun, rötlichbraun bis schwarz, doch gibt es auch nahezu farblose, gelbliche, graue, grünliche, rote Zinnsteine. An ein- und demselben Individuum kann die Farbe fleckig oder zonenartig variieren, sie ist durch Beimengungen (vielleicht zum Teil durch Fe- und Mn-Oxyde) bedingt. Der Strich ist im allgemeinen heller als bei Rutil, nämlich ledergelb bis weiß. Der Glanz ist wechselnd und spielt ins Halbmattmetallische bis Metallische bei den opaken Vorkommnissen. Auf dem muscheligen Bruch des spröden Minerals herrscht Fettglanz. Die Spaltbarkeiten nach $\langle 100 \rangle$, $\langle 110 \rangle$ und $\langle 111 \rangle$ sind nur unvollkommen. Ein charakteristisches Kennzeichen des Zinnsteins ist das hohe spezifische Gewicht. Für reines SnO_2 wurde 6,844 bestimmt, die natürlichen Kristalle weisen Dichten von 6,8—7,1 auf. Die Härte liegt zwischen 6 und 7.

Physikalische Eigenschaften: Die positive Doppelbrechung ist bedeutend niedriger als bei Rutil. Folgende Angaben orientieren über die Dispersion:

λ in $\mu\mu$	668	588	447
ϵ	2,08220	2,09423	2,13467
ω	1,98578	1,99806	2,04392

Für die D-Linie wurden an verschiedenen Kristallen noch bestimmt:

ϵ	ω
2,0934	1,9966
2,0911	1,9923
2,0931	1,9965

Der Pleochroismus ist fast immer schwach und nur in dicken Schnitten gut wahrnehmbar. Er variiert dann je nach der Gesamtfarbe von hellgelbgrün, gelb, farblos (ω) nach dunkelgrün, braunrot bis schwarz oder rosa (ϵ). Die Doppelbrechung ist besonders groß zwischen $20\ \mu$ und $50\ \mu$.

Im Ultraroten besitzt die ordentliche Welle bei $33\ \mu$ ein sehr großes Reflexionsmaximum.

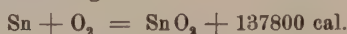
Die Dielektrizitätskonstante für $\lambda = 300\ \mu$ wurde zu $24,0 \parallel c$ und zu $23,4 \perp c$ bestimmt.

Wie Rutil ist Kassiterit thermisch positiv, Achsenverhältnis des Isothermenellipsoids $a:c = 0,769:1$. Kassiterit ist ein schlechter Elektrizitätsleiter. Die spezifische Wärme zwischen 15 und 100° beträgt $0,093$.

Bei 40° sind die linearen Ausdehnungskoeffizienten:

$$\parallel c = 0,00000392, \perp c = 0,00000321.$$

Für die Bildungswärme gilt:



Die **Struktur** soll der von Rutil analog sein. $a = 4,67 \text{ A. E.}$ $c = 3,14 \text{ A. E.}$ In ähnlichen Lagen wie bei Rutil sind um die in $\llbracket 000 \rrbracket$ und $\llbracket \frac{1}{2} \frac{1}{2} \frac{1}{2} \rrbracket$ befindlichen Sn-Atome die Sauerstoffatome gruppiert. Sie sind um ungefähr 2 A. E. von den Sn-Atomen entfernt.

Spezielle Morphologie: Tetragonal holöedrisch, $a:c = 1:0,6723$ (Becke).

$$\begin{array}{cccc} \angle (001) / (111) & \angle (001) / (101) & \angle (111) / (\bar{1}11) & \angle (321) / (231) \\ 43^\circ 33' & 33^\circ 55' & 58^\circ 19' & 20^\circ 53\frac{1}{2}' \end{array}$$

Die Hauptformen sind die gleichen wie bei Rutil, nämlich $\langle 110 \rangle$, $\langle 100 \rangle$, $\langle 111 \rangle$, $\langle 101 \rangle$. Ein großer Teil (insbesondere des so häufigen, gedrunen prismatischen Habitustypes) der Kristalle weist nur Flächen dieser vier Formen auf. Indessen sind $\langle 320 \rangle$, $\langle 231 \rangle$, $\langle 552 \rangle$, $\langle 114 \rangle$, $\langle 210 \rangle$ noch relativ häufig. In diese Gruppe gehört auch die Basis, die verhältnismäßig stark zurücktritt und fast stets nur kleinflächig erscheint. Die genannten charakteristischen Formen zeigen bereits die zonalen Verhältnisse. Hauptzone ist auch für Zinnstein $[001]$. Streifung parallel c auf den Flächen dieser die Spaltform enthaltenden Zone ist nicht zu selten. Die Zonen $[101]$ enthalten drei wichtige Formen. $\langle 101 \rangle$ ist dann und wann parallel dazu gestreift oder gerieft. $\langle 552 \rangle$ und $\langle 114 \rangle$ sind mit $\langle 110 \rangle$ und $\langle 111 \rangle$ tautozonal und verleihen so $[110]$ etwas größere Bedeutung. Die recht häufige, ditetragonale Bipyramide $\langle 231 \rangle$ gehört den Zonen $[111]$ und $[115]$ gleichzeitig an. Die Kantenabstumpfung von $\langle 321 \rangle$ und $\langle 231 \rangle$ ist in der Tat als $\langle 552 \rangle$ häufig mit der ditetragonalen Form kombiniert. Weitere Wachstumsformen des Kassiterites sind: $\langle 410 \rangle$, $\langle 870 \rangle$, $\langle 430 \rangle$, $\langle 676 \rangle$, $\langle 750 \rangle$, $\langle 335 \rangle$, $\langle 223 \rangle$, $\langle 221 \rangle$, $\langle 313 \rangle$, $\langle 3 \cdot 1 \cdot 12 \rangle$, $\langle 122 \rangle$, $\langle 8 \cdot 15 \cdot 4 \rangle$, $\langle 241 \rangle$, $\langle 783 \rangle$, $\langle 11 \cdot 14 \cdot 5 \rangle$, $\langle 431 \rangle$. Sie sind in der Projektionsfigur 140 durch leere Kreisehen markiert. Man sieht nun deutlich, daß die Richtungen $[001]$, $[110]$, $[101]$, $[111]$, $[115]$, $[103]$, $\langle 102 \rangle$, $\langle 100 \rangle$ wichtigen Zonenverbänden entsprechen. Gegenüber Rutil ist das Hervortreten von zwei Zonen mit lauter ungeraden Indizes

charakteristisch, doch fehlt auch jetzt jedes Anzeichen einer stärkeren Entwicklung nach [113].

Sehr deutlich ist ersichtlich, daß das Schwergewicht der Entwicklung gegen die Flächen der Zone [001] verschoben ist. Das Bild ist ein ganz anderes als etwa bei den Uranglimmern (Fig. 96). Die ja schon an sich stumpfen Formen $\langle 112 \rangle$ und $\langle 101 \rangle$ werden nur selten von noch stumpferen abgeschnitten. Außer den genannten Formen sind noch recht viele beiläufig angegeben worden. Von ihnen sind durch Kreuze einige eingezeichnet. $\langle 110 \rangle$ erscheint dann als ein Hauptknotenpunkt des ganzen Formensystems.

Was nun im speziellen den Habitus der Zinnsteinkristalle betrifft (Fig. 141), so läßt sich zusammenfassend folgendes sagen: Ein prismati-

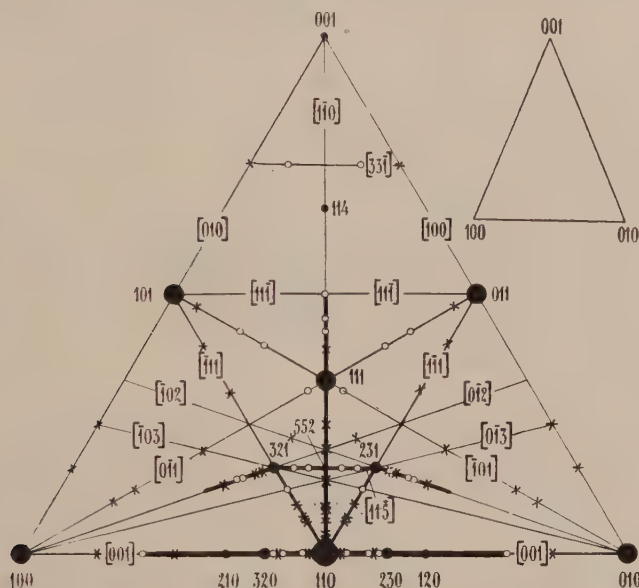


Fig. 140. Projektionsbild der wichtigeren (und auch einiger selteneren) Flächen von Kassiterit. Im Vergleich zur Rutilprojektion (Fig. 137) hat die untere Partie noch vermehrte Wichtigkeit bekommen.

scher Habitus kann von einem bipyramidalen unterschieden werden. Der prismatische ist häufig gedrungen, mit relativ einfachem Kopf ($\langle 111 \rangle$ und $\langle 101 \rangle$) (Fig. 141, A, B). Allein er kann auch langsäulig bis nadelig werden. Der bipyramidale Habitus ist durch Zurücktreten der Prismen und Vorherrschen von $\langle 101 \rangle$ und $\langle 111 \rangle$ stumpf. Weit häufiger aber ist er spitzbipyramidal, wobei die Formen $\langle 231 \rangle$, $\langle 552 \rangle$, $\langle 551 \rangle$ (Fig. 141, M, O—Q), $\langle 421 \rangle$, $\langle 783 \rangle$, $\langle 11 \cdot 14 \cdot 5 \rangle$, $\langle 431 \rangle$, $\langle 421 \rangle$ wesentlich zur Geltung kommen. Die nach der c-Achse verlängerten, spießigen Individuen bilden das sogenannte Nadelzinn. Verzerrungen sind in der Prismenzone häufiger als bei den Bipyramiden. Nach Tertsch kristallisiert reines Erz, wenn es in größeren Mengen auftritt, mehr isometrisch, in geringen Mengen

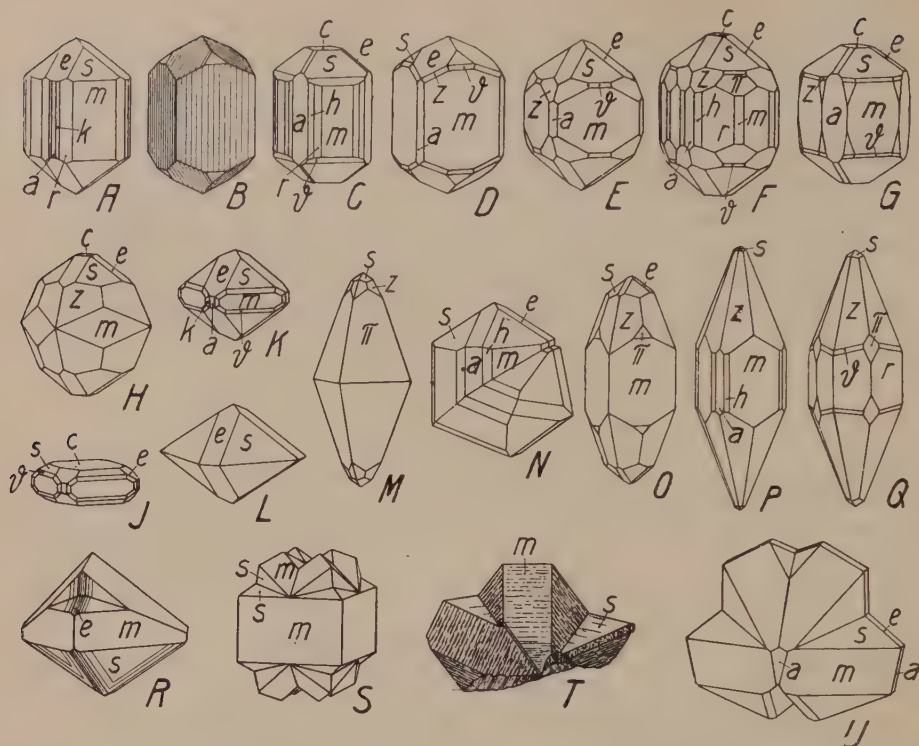


Fig. 141. Kassiterit. $c\langle 001\rangle$, $a\langle 100\rangle$, $h\langle 210\rangle$, $r\langle 320\rangle$, $m\langle 110\rangle$, $s\langle 111\rangle$, $\vartheta\langle 552\rangle$, $\pi\langle 551\rangle$, $e\langle 101\rangle$, $z\langle 321\rangle$. Fundorte: Cornwall (A—L, O—Q, S), Redruth (M), Ivigtut (R), Schlaggenwald (S), Zinnwald (T). Die Kassiteritkristalle, wie man sie in den Sammlungen gewöhnlich trifft, sind gedrunken kurzsäulig. Als sogen. „Nadelzinn“ sind sie recht dünn. Unter den Endflächen sind vorab e und s zu nennen. Alternde Entwicklung beider ist häufig (B, R, T). Im Vergleich zum Prisma erster Stellung ist dasjenige zweiter Stellung viel weniger entwickelt. Es fehlt vielfach ganz oder fast vollständig (B, H, L, M, O—Q, R, S). Streifungen nach der c -Achse beweisen die Wichtigkeit der $[001]$ -Zone. Diese zeigt übrigens auch Fig. F mit im ganzen 24 Flächen. Bei Q (hier ist $\vartheta = \{641\}$) hat ein ditetragonales Prisma die beiden tetragonalen vollständig verdrängt. Die Basis spielt eine stark untergeordnete Rolle (C, F, G, H). Einzig bei J wird sie dominierend und unterscheidet dadurch diese Kombination von K. Beim Verschwinden der Prismenflächen geht K in L über. Dem stumpfbipyramidalen Habitus steht der spitzbipyramidale (M) gegenüber. An den bipyramidalen Kristallen sowohl wie an den tafeligen prägt sich naturgemäß $[110]$ als Wachstumszone besonders aus. Am flächenreichsten ist jedoch $[110]$ an F mit c , s , ϑ , π , m . Es gehören hier somit 16 Flächen einer $[110]$ -Zone an. Auch $[111]$ kommt mit e , z , m an diesen Bildern schön zur Geltung (D, E, F, H, J, K, O, P). Überaus häufig sind bei Kassiterit Zwillingbildungen nach $\langle 011\rangle$. N zeigt einen derartigen Kontaktzwillings zweier kurzsäuliger Individuen. Nach c noch mehr verkürzt sind die Individuen von R. Es entstehen charakteristische, visierartige Gebilde, welche von den alten Bergleuten Visiergruppen genannt wurden (Graupe = alter Name für den Kassiterit). Diese Zwillingbildung kann sich mehrfach wiederholen, wobei die c -Achse der einzelnen Individuen immer in der nämlichen Ebene bleibt. Das bedingt ring- und sternartige Bildungen. Bei aufgewachsenen Gruppen sind es gewöhnlich drei (T), auch vier (U), ja fünf Kristalle, die so verwachsen ($\angle 011:01\bar{1} = 67^\circ 50'$, vergl. Rutil, Fig. 138, N und O). Setzen sich nach allen vier Flächenpaaren von $\langle 011\rangle$ eines Zentralindividuums Zwillinge an, so entstehen Fünflinge, wie S zeigt.

typisch bipyramidal. Quarz als gleichzeitig entstandener Begleiter veranlaßt eine mehr prismatische Entwicklung. Die gedrungenen Kristalle sind meistens verzwilligt nach $\langle 101 \rangle$. Die einfache, knieförmige Zwillingbildung ($c:c' = 67^\circ 50'$, bzw. $112^\circ 10'$) wird Visiergraupe (Fig. 141, R) genannt. Polysynthetische und zyklische Wiederholungen sind etwas weniger häufig als bei Rutil, ebenso die Zwillinge nach $\langle 301 \rangle$.

Zinnstein bildet auch körnige Aggregate, strahlige, radialfaserige bis feinstfaserige Massen mit schaligem Aufbau (sogen. Holzzinn) und glaskopfartige Gebilde. Die Zinnsteine auf sekundärer Lagerstätte sind naturgemäß meist gerollt und gerundet (Seifenzinn).

Chemismus und Vorkommen: Die Zinnsteine führen fast immer etwas Fe, Mn, auch SiO_2 , Ta usw. Gelegentlich kann man Pseudomorphosen von Zinnstein nach Silikaten erkennen. Das Auftreten ist ein recht charakteristisches. In der Hauptsache handelt es sich im primären Verband um pneumatolytische Bildungen. Quarz, Wolframit, Fluorit, Apatit, Scheelit, Turmalin, Topas, Lithiumglimmer, Molybdänit und Kiese sind Begleitminerale. Seltener Vorkommnisse finden sich in Kalksteinen oder auf sulfidischen Erzgängen. Wegen der Widerstandsfähigkeit kann Zinnstein auch aus klastischen, sedimentären Ablagerungen gewonnen werden.

Zirkon $\text{ZrO}_2 \cdot \text{SiO}_2$, bzw. ZrSiO_4 . Tetragonal holoeidisch

Spezielle Kennzeichen: Die meist säuligen bis „rhombendodekaedrischen“ Kristalle sind durchsichtig, klar bis undurchscheinend. Farblose oder blaßstrohgelbe, durchsichtige Zirkone sind selten. Die Edelvarietäten sind meistens schön gelbrot (hyazinthrot) gefärbt. Blaue Zirkone sind neuerdings gefunden worden. Strich farblos. Grauweiße, gelbbraune, rote bis braune, selbst grüne Farbe ist vorhanden. Edelizeirkone weisen auf den natürlichen Flächen diamantartigen Glasglanz auf. Der Bruch ist muschelig bis uneben. Die Spaltbarkeiten nach $\langle 110 \rangle$ und in zweiter Linie nach $\langle 111 \rangle$ sind nicht gut. Das spröde Mineral ist in der Härte etwas variabel. 7 bis $7\frac{1}{2}$. Das spezifische Gewicht der härteren Varietäten ist 4,58–4,70, doch sind Bestimmungen bekannt, die bis unter 4 reichen.

Physikalische Eigenschaften: Auch Zirkon ist optisch positiv. Der Pleochroismus ist schwach. Folgende Daten seien zusammengestellt (siehe auch S. 294):

	Dichte	ε	ω
Zirkon, Niedermendig, hellhyazinthrot . . .	4,69	1,9833	1,9241 für Na-Licht
		1,9757	1,9179 für Li-Licht
Zirkon, Ambositra, dunkelrötlichbraun . . .	4,58	1,9854	1,9257 für Na-Licht
		1,9908	1,9327 für Ti-Licht
Zirkon, Ceylon, olivengrün (optisch zweiachsig)	4,65	1,9820	1,9272 für Na-Licht
Zirkon von niedrigerer Dichte	4,21	1,86	1,85 für Rot.

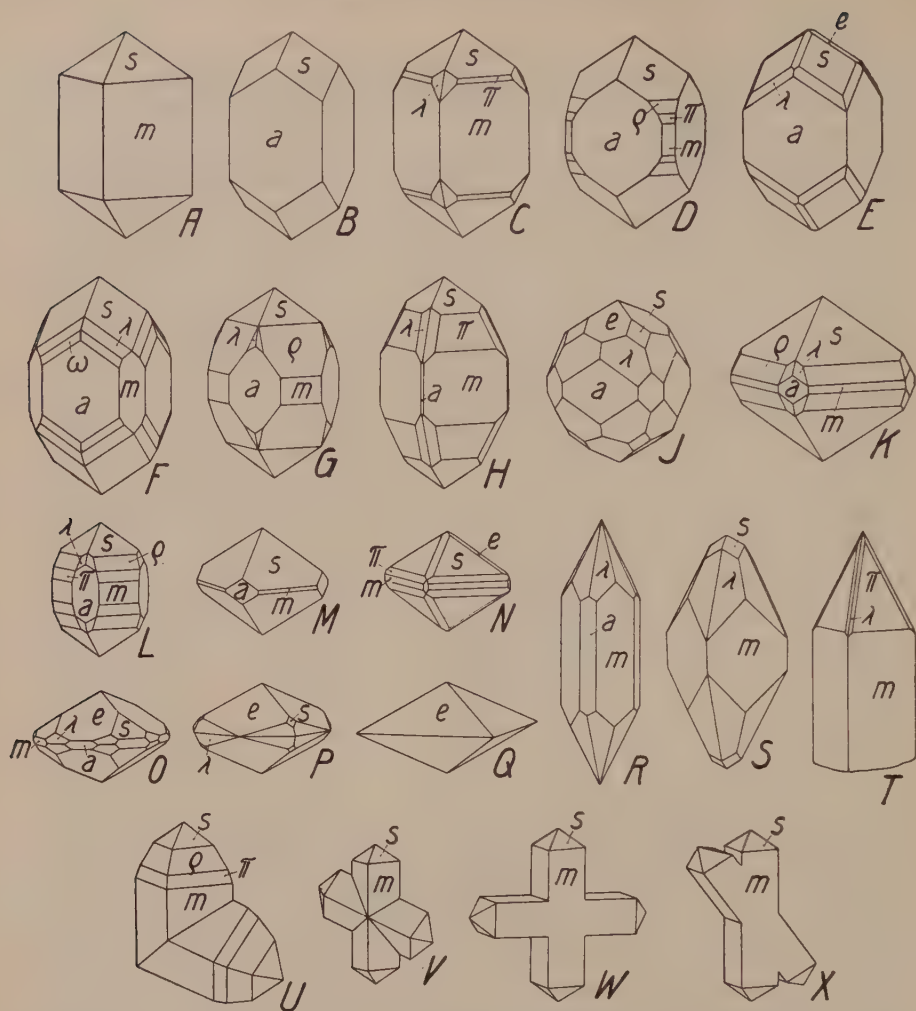


Fig. 142. Zirkon. a $\langle 100 \rangle$, m $\langle 110 \rangle$, s $\langle 111 \rangle$, ρ $\langle 221 \rangle$, π $\langle 331 \rangle$, λ $\langle 311 \rangle$, ω $\langle 511 \rangle$, e $\langle 101 \rangle$. Ilmengebirge (A—D, F—H, K, R), Rossshire (E), Siskiyou Co. (J), Miask (L), Ilginsk (O—Q), Figline (S), Frederiksvärn (T), Renfrew (U), Henderson Co. (V—X). Die häufigsten Ausbildungstypen sind A und B. Letztere werden, bei entsprechender Verkürzung der c -Achse, „rhombendodekaedrisch“, doch ist die s -Fläche glänzend, a aber rau und matt. Auch erscheint untergeordnet m , während die den Würfel ergänzende Basis regelmäßig fehlt. Die kubische Symmetrie ist daher schon äußerlich gestört. Zwischen s und a treten häufig ditetragonale Bipyramiden auf (E, F, J). Ist m das formbestimmende Prisma, so ist das Aussehen wesentlich anders (C). Wiederum ausgesprochen pseudokubisch ist J, fast wie eine Granatkombination ($\langle 001 \rangle$ fehlt). Wird an E, F und J durch e , s , λ , ω , a die $[011]$ -Zone markiert, so erscheinen an anderen Kristallen vor allem die $[110]$ -Zonen stark hervorgehoben (D, G, H, K, L, N). L steht zu D im nämlichen Verhältnis wie A zu B. Durch extreme Verkürzung der Prismenflächen resultieren die Typen K, M, N. Merkwürdig sind die Ilginsker Kristalle, die sogen. Engelhardite, mit dominierendem e und wenig oder gar nicht entwickelter Prismenzone. Einen Gegensatz zu den flachbipyramidalen Kristallen bilden die prismatisch-spießigen Kristalle mit steilen tetragonalen und ditetragonalen Bipyramiden (R—T). Knieförmige Zwillinge wurden beobachtet (K = Kontaktzwilling, V = Durchwachsungszwilling). Vom gleichen Vorkommen wie V sind noch Durchkreuzungszwillinge nach $\langle 111 \rangle$ (W), $\langle 553 \rangle$, $\langle 774 \rangle$, $\langle 221 \rangle$, $\langle 331 \rangle$ (X) bestimmt worden.

Über die Dispersion gibt auch folgende, an klarem, gelbbraunem Zirkon ausgeführte Bestimmung Aufschluß. Zugleich zeigt sie Veränderungen nach erfolgtem starken Erhitzen.

	λ in $\mu\mu$	668		588		447
Vor dem Glühen	$\left\{ \begin{array}{l} \epsilon \\ \omega \end{array} \right\}$	$\left\{ \begin{array}{l} 1,97699 \\ 1,91872 \end{array} \right\}$	$0,05827$	$\left\{ \begin{array}{l} 1,98432 \\ 1,92657 \end{array} \right\}$	$0,05775$	$\left\{ \begin{array}{l} 2,00883 \\ 1,95064 \end{array} \right\}$
Nach dem Glühen	$\left\{ \begin{array}{l} \epsilon \\ \omega \end{array} \right\}$	$\left\{ \begin{array}{l} 1,97751 \\ 1,91885 \end{array} \right\}$	$0,05866$	$\left\{ \begin{array}{l} 1,98494 \\ 1,92617 \end{array} \right\}$	$0,05877$	$\left\{ \begin{array}{l} 2,01002 \\ 1,94984 \end{array} \right\}$

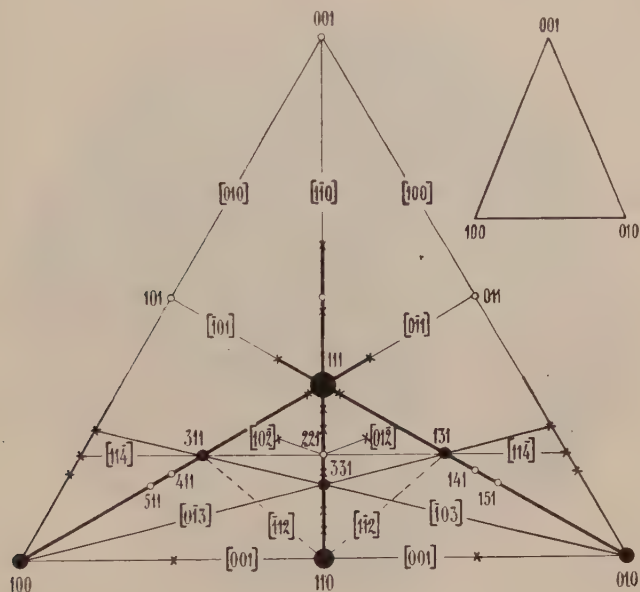


Fig. 143. Dreiecksprojektion der Flächen und wichtigsten Zonen von Zirkon. Im Vergleich mit Fig. 137 und 140 ist jetzt die Zone $[001]$ ziemlich flächenarm geworden, und das Schwergewicht der $[011]$ -Zonen hat sich von $\langle 011 \rangle$ weg gegen $\langle 100 \rangle$ hin verschoben. Der gemeinsame Zug aller drei Bilder liegt in der starken Besetzung der unteren Hälfte von $[110]$.

Besonders starke Änderungen erleiden manche Zirkone von niedrigem spezifischen Gewicht, wenn man sie erhitzt. Da sie vorher oft optisch zweiachsig sind und nach dem Glühen einachsig werden, unter Steigerung der Dichte auf den Normalwert, hat man an eine zweite Modifikation des Minerals gedacht, die durch Temperatursteigerung in die gewöhnliche umgewandelt würde.

Thermoluminescenz ist manchen Vorkommen eigen. Für lange Wellen ist Zirkon optisch fast isotrop.

Die Dielektrizitätskonstanten für $\lambda = 75$ cm wurden bestimmt zu $8,30 \perp c$ und zu $9,05 \parallel c$. Auch Zirkon ist thermisch positiv, Achsenverhältnis des Isothermenellipsoides $a:c = 0,9:1$. Die spezifische Wärme zwischen 20° und 100° ist $= 0,14$.

Die thermischen Ausdehnungskoeffizienten bei $40^\circ C$ lauten:

$\parallel c$	$\perp c$
0,00000443	0,00000233.

Spezielle Morphologie: Tetragonal holoeidrisch, $a : c = 1 : 0,64037$ (Kupffer):

$\angle (001)/(111)$	$\angle (001)/(101)$	$\angle (111)/(\bar{1}11)$	$\angle (311)/(3\bar{1}1)$
$42^{\circ} 10'$	$32^{\circ} 38'$	$56^{\circ} 40\frac{1}{2}'$	$32^{\circ} 57'$

Trotz ähnlichem Achsenverhältnis hebt sich der komplexer gebaute Zirkon morphologisch etwas aus der Rutil-Zinnsteingruppe heraus. Die weitaus wichtigsten Formen sind $\langle 110 \rangle$, $\langle 100 \rangle$, $\langle 111 \rangle$, $\langle 311 \rangle$, $\langle 331 \rangle$,



Fig. 144. Kugelgranit von Virvik, Finnland. Die Biotitblättchen (dunkel) beherbergen Zirkone, um die herum sogen. pleochroitische Höfe (Wirkung radioaktiver Substanzen) sichtbar werden. Im linear polarisierten Lichte lassen sie eine Abhängigkeit der Absorption von der Schwingungsrichtung erkennen, und zwar gilt die Regel, daß die stärkere Absorption im pleochroitischen Hof mit jener des Minerals selbst übereinstimmt. Zirkon kann indessen auch pleochroitische Höfe in farblosen Mineralien (z. B. Cordierit) erzeugen. 150fache Vergr.

$\langle 221 \rangle$, an die sich nur beiläufig $\langle 101 \rangle$ und $\langle 001 \rangle$ anschließen. Die Prismenzone ist fast frei von ditetragonalen Formen. Vertikalstreifung fehlt. Oft treten durch parallele Kombinationskanten die Zonen $[110]$, $[101]$ und $[103]$ deutlich in Erscheinung.

Der Habitus (Fig. 142) variiert von isometrisch bis stumpfbipyramidal zu säulig und „rhombendodekaedrisch“. Die schlanken „säuligen“ Kristalle weisen fast stets herrschendes $\langle 110 \rangle$ auf. Rhombendodekaeder-ähnliche Ausbildung (Hyazinthatibus) resultiert, wenn $\langle 111 \rangle$ mit $\langle 100 \rangle$ kombiniert ist (Fig. 142, B), wozu sehr häufig $\langle 311 \rangle$ kommt (Fig. 142, E). $\langle 101 \rangle$ ist weit seltener als bei Zinnstein und Kassiterit. Damit mag

im Zusammenhang stehen, daß auch die Zwillingsbildungen nach Flächen dieser Form sehr spärlich sind.

Die Basis tritt gegenüber $\langle 100 \rangle$ und $\langle 110 \rangle$ so stark zurück, daß trotz des Fehlens ditetragonaler Prismen die Zuordnung des Zirkons zum säuligen Typus gerechtfertigt ist. In der Projektionsfigur 143 zeigt sich deutlich, wie gegen die Basis hin das Bestreben, wichtige Wachstumsformen zu entwickeln, abnimmt. Charakteristisch (wie übrigens für alle drei besprochenen Mineralarten der Rutilgruppe) ist das völlige Fehlen der Form $\langle 211 \rangle$. Es unterscheidet sich deshalb diese Gruppe recht scharf vom kubischen $[111]$ bis $[100]$ -Typus.

Chemische Verhältnisse und Vorkommen: Die Zirkone sind oft etwas eisenhaltig und lassen nicht selten Thorerde, Cererden, Yttererden usw. nachweisen. Sehr häufig ist daher Zirkon radioaktiv. Da er in Gesteinen als Erstausscheidung Einschlüsse in verschiedenen, gefärbten Mineralien bildet, sind pleochroitische Höfe um die Zirkonkriställchen oft leicht zu sehen (Fig. 144).

Zirkon tritt insbesondere in gewissen syenitischen Eruptivgesteinen als primärer wesentlicher Gemengteil auf. Akzessorisch ist er sehr weit verbreitet, findet sich deshalb auch in klastisch sedimentären und metamorphen Gesteinen wieder. Die Edelizeirkone werden vorzugsweise mit Korund, Spinell usw. aus Seifen gewonnen.

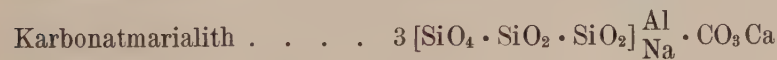
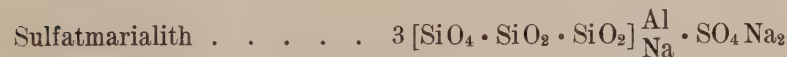
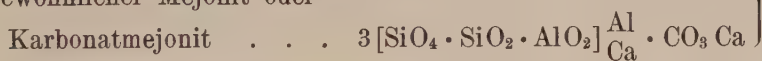
Skapolithe (Silikatdoppelsalze). Tetragonal paramorph

Allgemeine Übersicht: Die Skapolithe sind Mischkristalle, in denen folgende Moleküle in der Hauptsache vertreten sind:

Gewöhnlicher Marialith oder



Gewöhnlicher Mejonit oder



Haupt-
reihe

Vielleicht sind auch Verbindungen hie und da beigemischt, die H_2O -haltig sind, z. B. $3 [\text{SiO}_4 \cdot \text{SiO}_2 \cdot \text{SiO}_2]_{\text{Na}}^{\text{Al}} \cdot (\text{OH}) \text{Na}$ oder $3 [\text{SiO}_4 \cdot \text{SiO}_2 \cdot \text{SiO}_2]_{\text{Na}}^{\text{Al}} \cdot \text{CO}_3 \text{HNa}$ oder $3 [\text{SiO}_4 \cdot \text{SiO}_2 \cdot \text{SiO}_2]_{\text{Na}}^{\text{Al}} \cdot \text{SO}_4 \text{HNa}$ und entsprechende Mejonitmoleküle. Außer den Bezeichnungen Marialith

Skapolithanalysen

	Vesuv	Pargas	Laacher- see	Laacher- see	Laach- kari	Wald- viertel	Hali- burton	Enter- prise	Kiruna	Olsbo	Kiruna
SiO ₂	41,55	44,45	46,59	43,98	46,25	48,60	51,63	54,04	54,82	56,82	57,31
Al ₂ O ₃	30,91	28,06	26,50	29,99	26,33	27,07	24,21	21,12	22,49	22,14	22,07
Fe ₂ O ₃	0,06	0,44	1,31	0,59	0,13	n. b.	0,20	0,25	n. b.	n. b.	n. b.
MgO	0,15	0,31	0,52	0,14	0,17	n. b.	0,08	2,37	n. b.	n. b.	n. b.
CaO	20,44	17,72	15,70	18,35	16,03	15,64	11,13	8,48	7,37	7,51	6,27
Na ₂ O	1,95	2,71	3,68	2,73	3,96	n. b.	7,02	7,71	n. b.	7,64	n. b.
K ₂ O	0,34	0,29	1,11	0,67	0,57	n. b.	0,90	0,72	n. b.	0,72	n. b.
Cl	0,22	0,03	Sp.	0,49	0,72	0,17	2,32	2,29	3,04	2,89	3,49
SO ₃	0,27	0,00	2,06	2,28	1,41	0,02	0,98	0,23	0,56	0,22	0,25
CO ₂	4,07	4,74	3,52	3,23	3,12	4,48	1,59	1,33	n. b.	1,14	0,34
H ₂ O ⁻	0,63	0,85	0,80	0,21	1,16	0,23	0,60	1,48	n. b.	1,08	F 0,02
H ₂ O ⁺											
Summe	100,59	99,60	101,62	102,66	100,02	96,21	100,66	100,02			
Dichte	—	2,722	2,748	2,755	2,7	2,71	—		2,632	2,610	2,610
ω	1,6066	1,5954	1,5873	1,5902	1,5804	1,583	1,5694	1,5602	1,554	1,5516	1,550
ε	1,5711	1,5569	1,5589	1,5597	1,5529	1,549	1,5500	1,5424	1,541	1,5427	1,540
ω-ε	0,0355	0,0385	0,0284	0,0305	0,0275	0,035	0,0194	0,0178	0,0134	0,012	0,010
$\frac{\omega + \varepsilon}{2}$	1,5889	1,5762	1,5731	1,5750	1,5667	1,566	1,5597	1,5513	1,548	1,5472	1,545

und Mejonit sind noch Namen wie Wernerit, Mizzonit für Mischkristalle mittlerer Zusammensetzung im Gebrauch. Dipyr und Couseranit sind marialithische Skapolithe.

Spezielle Kennzeichen: Die selten frischen und dann meist nahezu farblosen, glasglänzenden bis säuligen Skapolithe haben ziemlich hohe Härte (5—6). Meistens sind sie trüb, weiß, aschgrau, grünlich oder gelblichgrau, bläulich bis violettgrau, rötlich bis ziegelrot oder sogar dunkel gefärbt. Großkörnige, stengelige oder strahlige Aggregate sind

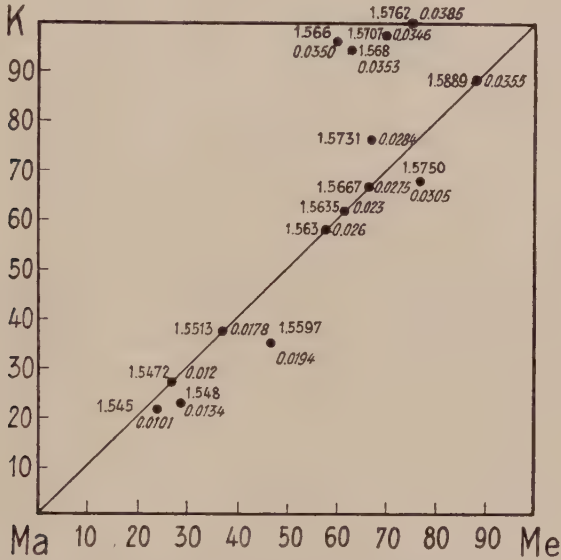


Fig. 145. Graphische Darstellung der mittleren Lichtbrechung und der Doppelbrechung der Skapolithe in Abhängigkeit vom Chemismus. Auf der Abszisse ist das Verhältnis vom Marialithanteil zum Mejonitanteil dargestellt. Die Ordinate gibt den molekularen Prozentgehalt an Karbonatskapolith. Die mittlere Lichtbrechung ist in steiler, die Doppelbrechung in kursiver Schrift angegeben.

vorhanden. Nach $\{100\}$ ist ziemlich vollkommene, nach $\{110\}$ weniger gute Spaltbarkeit bemerkbar, im übrigen ist der Bruch halbmuschelig bis uneben. Die Kristalle sind spröde. Die Dichte variiert von 2,61 bis 2,78.

Physikalische Eigenschaften: Die Skapolithe sind optisch einachsigt negativ. Lichtbrechung und Doppelbrechung sind vom Chemismus abhängig. Das zeigt nebenstehende Zusammenstellung neuerer Analysen (S. 308), aus der zugleich ein im allgemeinen kleiner Fe_2O_3 -, MgO - und K_2O -Gehalt ersichtlich ist.

Daß wenigstens im großen ein gewisser Zusammenhang zwischen Lichtbrechung und Doppelbrechung vorhanden ist, mögen folgende Daten dartun:

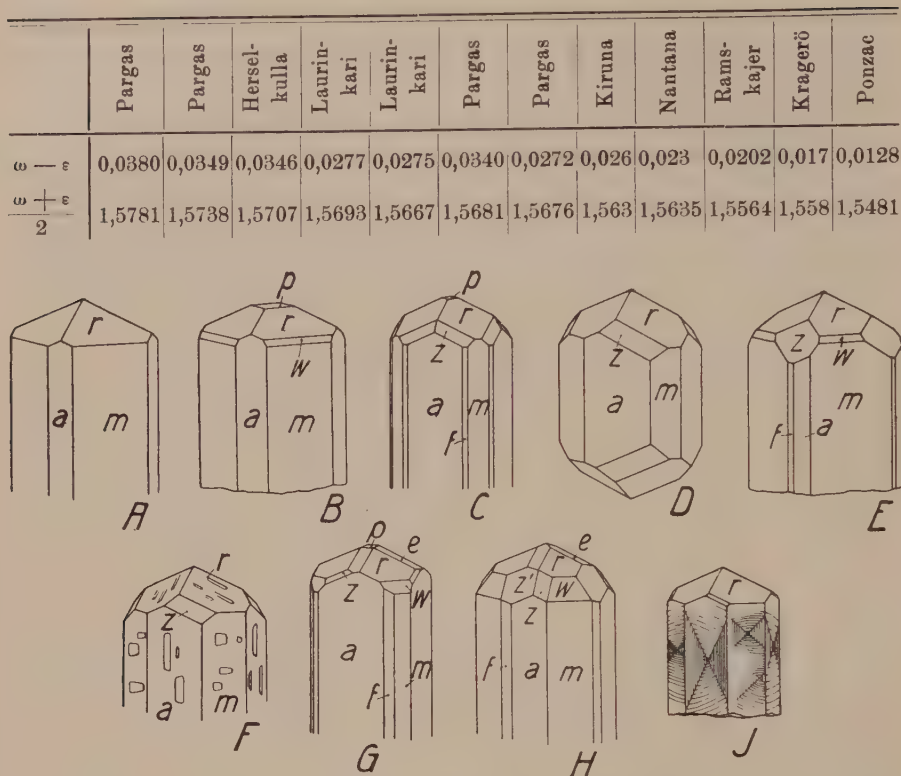


Fig. 146. Habitusbilder von Skapolith. $a \langle 100 \rangle$, $f \langle 210 \rangle$, $m \langle 110 \rangle$, $w \langle 331 \rangle$, $r \langle 111 \rangle$, $p \langle 001 \rangle$, $e \langle 101 \rangle$, $z \langle 311 \rangle$. A (Pargas), B und C (beide Hirvensalo, von da auch E) sind stengelige, säulige Kombinationen von tetragonaler Vollsymmetrie, während D, F und J (alle drei vom Vesuv), sowie G und H (Baikalsee) deutlich paramorphe Charakter zeigen. An D, F und J tritt z als tetragonale Bipyramide dritter Stellung auf, an E, G und H erscheint f als Prisma dritter Stellung. Überdies ist an H die linke tetragonale Tritobipyramide mit der rechten kombiniert ($z' = \langle 311 \rangle$ großflächig, $z = \langle 311 \rangle$ kleinflächig). Besonders anschaulich wird die Symmetrie des Kristalls durch die Flächenbeschaffenheit von F (Ätzfiguren) und J (Wachstumserscheinungen).

Eine nähere Untersuchung zeigt, daß die Lichtbrechung wesentlich durch das Verhältnis $\text{Na} : \text{Ca}$ bestimmt wird. Sie steigt mit zunehmendem Mejonitgehalt. Für die Doppelbrechung ist indessen wesentlich das Verhältnis $\text{CO}_2 : (\text{Cl}_2 + \text{SO}_2)$ verantwortlich. Die Karbonatskapolithe sind am stärksten doppelbrechend. Trägt man das Verhältnis von Marialithen zu Mejoniten auf der Abszisse ab, den molekularen Prozentgehalt an Karbonatskapolith als Ordinate, so resultiert die Figur 145. Jedem einer Analyse entsprechenden Punkt sind die mittlere Lichtbrechung und die Doppelbrechung beigegeben.

Über die Dispersion vergleiche folgende Daten:

	ω für Li	$\omega - \varepsilon$ für Li	ω für Na	$\omega - \varepsilon$ für Na	ω für Tl	$\omega - \varepsilon$ für Tl
Dunkler Skapolith, Laurinkari	1,5782	0,0275	1,5804	0,0275	1,5847	0,0280
Heller Skapolith, Laurinkari	1,5793	0,0270	1,5832	0,0277	1,5869	0,0282

Anomale optische Zweiachsigkeit findet sich etwa an mejonitreichen Kristallen.

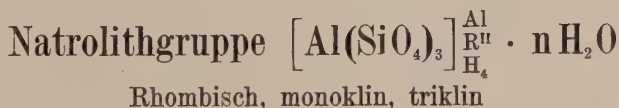
Thermisch verhalten sich die Skapolithe positiv; für Marialith ist das Achsenverhältnis des Isothermenellipsoids $a:c = 0,815:1$. Die spezifische Wärme für Marialith zwischen 12 bis 100° wurde bestimmt zu 0,20.

Spezielle Morphologie: Tetragonal paramorph mit $a:c = 1:0,440$ (Borgström).

$$\begin{array}{ccc} \angle (001) / (111) & \angle (001) / (101) & \angle (001) / (311) \\ 31^\circ 53' & 23^\circ 45' & 54^\circ 17' \end{array}$$

Die hauptsächlichsten Formen der meist stengligen und pyramidal begrenzten Kristalle (Fig. 146) sind $\langle 110 \rangle$, $\langle 100 \rangle$, $\langle 111 \rangle$ und $\langle 311 \rangle$. Nicht selten sind $\langle 210 \rangle$, $\langle 101 \rangle$, $\langle 331 \rangle$, $\langle 001 \rangle$. Weitere bekannte Formen sind $\langle 310 \rangle$, $\langle 301 \rangle$, $\langle 201 \rangle$, $\langle 133 \rangle$, $\langle 611 \rangle$, $\langle 211 \rangle$, $\langle 112 \rangle$, $\langle 332 \rangle$, vielleicht treten auch $\langle 411 \rangle$, $\langle 641 \rangle$, $\langle 631 \rangle$, $\langle 212 \rangle$ auf. Die Formen $\langle hk0 \rangle$ und $\langle hkl \rangle$ finden sich öfters nur in paramorpher Ausbildung (Fig. 146, D). Auch sind die Ätzfiguren (Fig. 146, F) auf den Prismen erster und zweiter Stellung monosymmetrisch. Vielfach sind die groß- und langstengeligen bis faserigen Kristalle nur von Flächen der Zone $[001]$ begrenzt. Wenn Kopfflächen vorhanden sind, so treten die Zonen $[101]$ und $[110]$ deutlich in Erscheinung. Vizinalflächen treten besonders zu $\langle 100 \rangle$ und $\langle 110 \rangle$ auf. Nach Habitus und Spaltbarkeit sind die Skapolithe im allgemeinen schon recht charakteristische Vertreter des linearen tetragonalen Kristalltypus. Die negative Doppelbrechung wird durch den gewöhnlichen Salzanteil der Doppelverbindungen erzeugt.

Umwandlungen und Vorkommen: Die Skapolithe weisen sehr häufig hydrothermale Zersetzungen in Epidot und Albit, Glimmer oder in ein Gemenge mehrerer Mineralien auf. Andererseits kann Skapolith nach Plagioklas pseudomorph auftreten. Skapolithe finden sich als Neubildungen pneumatolytischer Lösungen in Gabbros und Dioriten. Im ersteren Falle stehen sie oft mit Apatitgängen in Verbindung. Durch die Einwirkung der pneumatolytischen Nachschübe ist gleichzeitig Hornblende entstanden (Skapolithisierung und Hornblendesierung). Vielfach findet man Skapolithe in pneumatolytisch kontaktmetamorphen Gesteinen, zusammen mit Vesuvian, Diopsid, Granat, Calcit usw. Auch als primärer Gemengteil gewisser Eruptivgesteinsgänge ist das Mineral bekannt geworden.



Allgemeines: Die Mineralien dieser Gruppe sind Zeolithe, weisen indessen eine ziemlich konstante Zusammensetzung auf. Man unterscheidet besonders:

Natrolith $\left[\text{Al}(\text{SiO}_4)_3 \right]_{\text{H}_4}^{\text{Al}} \text{Na}_2$ mit $a:b:c = 0,9811:1:0,3523$ (Goldschmidt);

Skolezit $\left[\text{Al}(\text{SiO}_4)_3 \right]_{\text{H}_4}^{\text{Al}} \cdot \text{H}_2\text{O}$ mit $a:b:c = 0,9758:1:0,3434$;

$\angle \beta = 90^\circ 51'$ (Goldschmidt);

Mesolith, vorwiegend Doppelsalz, mit Natrolith:Skolezit = 1:2

$a:b:c = 0,9747:1:0,3122$; $\angle \beta = 92^\circ$ (Görgey).

Mesolith soll in Wirklichkeit triklin, pseudorhombisch sein. Skolezit enthält bis 1,1% Na_2O . Im übrigen scheinen jedoch Verwachsungen der drei Mineralien darzutun, daß eigentliche Mischkristallbildung nicht vorhanden ist. Die optischen Verhältnisse sind infolge des variablen H_2O -Gehaltes etwas wechselnd:

	n_α	n_β	n_γ	2 V	Dis- persion	Opt. Char.	Orientierung
Natrolith	1,480	1,482	1,493	63°	$\rho \langle \cup$	+	$n_\gamma \parallel c,$ $n_\alpha \parallel a$
	1,478		1,489	63° und kleiner		+	$n_\gamma \parallel c,$ $n_\alpha \parallel a$
Mesolith	1,5048	1,5050	1,5053				
	1,505	1,505	1,506	? 86°	$\rho \gg \cup$	+	$n_\beta/c = 5^\circ,$ $n_\gamma \text{ fast } \parallel a$
Skolezit	1,509	1,515		klein		—	$n_\alpha/c = 17^\circ,$ $n_\gamma \parallel b$
	1,512	1,518	1,519	bis 36°	$\rho \ll \cup$	—	$n_\alpha/c = 17^\circ,$ $n_\gamma \parallel b$
n ist niedriger, wenn das Mineral in sogen. Metaskolezit umgewandelt ist, dann wird oft auch n_γ' fast $\parallel c$.							

Spezielle Kennzeichen: Natrolith, Skolezit und Mesolith werden auch Faserzeolithe genannt. Außer in derben bis dichten Massen treten sie weit vorwiegend in säuligen bis nadeligen Kristallen und in radialstrahligen, halbkugeligen bis feinfaserigen Aggregaten auf. Faserrichtung fast ausschließlich die c-Achse. Alle drei Mineralien können farblos, wasserklar sein und Glas- bis Perlmutterglanz aufweisen. Natrolith ist indessen (durch ausgeschiedenes Eisenoxyd oder Eisenhydroxyd) gerne gelblich oder rötlich gefärbt. Auch grauweiße und grüne Farbentöne treten zur Seltenheit auf. Mesolith ist vorwiegend weiß, seltener grau oder rötlich. Skolezit ist farblos und schneeweiß. Faserige Aggregate besitzen hin und wieder deutlichen Seidenglanz.

	Natrolith	Skolezit	Mesolith
Härte	5—5½	5—5½	5
Spez. Gewicht .	2,20—2,25	2,17—2,3	um 2,2
Spaltbarkeit . .	$\langle 110 \rangle$ vollk. $\langle 010 \rangle$ unvollk.?	$\langle 110 \rangle$ vollk.,	$\langle 110 \rangle$ vollk. bis gut

Physikalische Eigenschaften: Über die Lichtbrechung siehe oben. Vielleicht ist nach einzelnen optischen und goniometrischen Untersuchungen auch Natrolith (besonders wenn er etwas kalihaltig ist) nur pseudorhombisch. Infolge Wasserabgabe beim Erhitzen ändern sich die optischen Eigenschaften ziemlich stark. Felderteilung

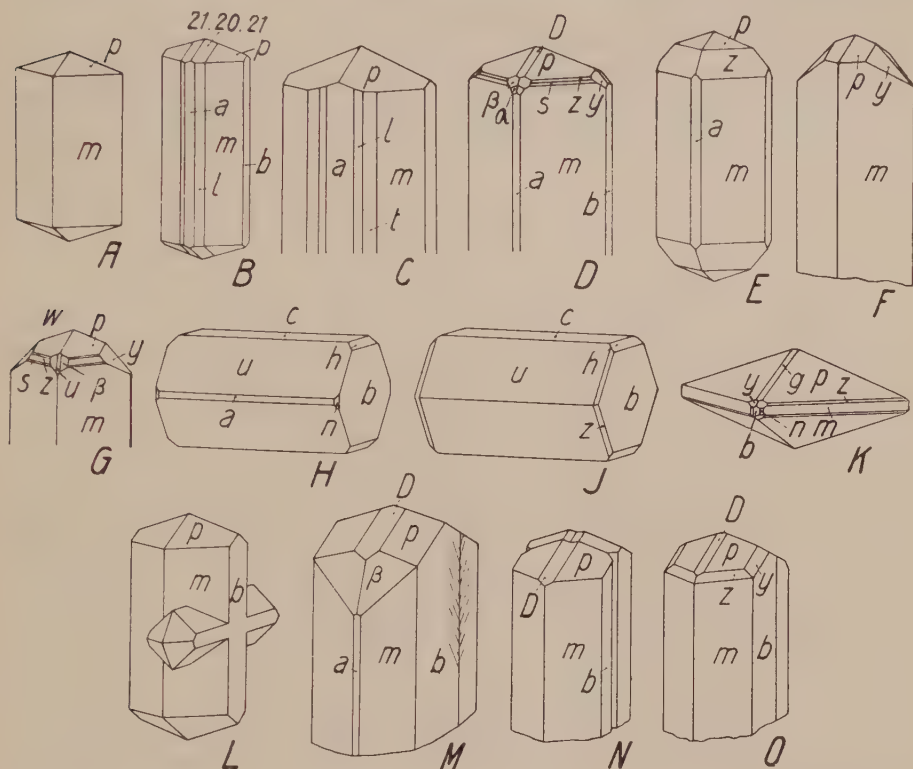


Fig. 147. Natrolith (A—L) und Skolezit (M—O). $a \langle 100 \rangle$, $l \langle 310 \rangle$, $t \langle 210 \rangle$, $m \langle 110 \rangle$, $n \langle 120 \rangle$, $b \langle 010 \rangle$, $h \langle 031 \rangle$, $g \langle 011 \rangle$, $c \langle 001 \rangle$, $u \langle 301 \rangle$, $D \langle 101 \rangle$, $s \langle 551 \rangle$, $z \langle 331 \rangle$, $w \langle 221 \rangle$, $p \langle 111 \rangle$, $\alpha \langle 511 \rangle$, $\beta \langle 311 \rangle$, $y \langle 131 \rangle$. Fundorte: Island (A, M, N, O), Arö (B, E, F, L), Mte. Baldo (C, D), Haddingtonshire (G), Brevik (H, J), San Benito (K). A und E sind äußerlich fast vollkommen tetragonal. Bei D fehlt nur das dem Prisma $\langle 101 \rangle$ entsprechende Prisma $\langle 011 \rangle$, sowie die Bipyramide $\langle 151 \rangle$, deren Flächen die 8 Flächen von α zu einer ditetragonalen Bipyramide ergänzen würden. B, C, F und G sind dagegen deutlich rhombisch. Einen merkwürdigen Habitus zeigen H und J. Die b -Achse ist Hauptwachstumszone. Durch den Winkel $u:c = 47^\circ 18\frac{1}{2}'$ verrät sich dieselbe auch als hypotetragonal, ähnlich wie die $[001]$ -Zone. Einzig die schmale Ausbildung von a und die perspektivische Verzerrung bewirken den hexagonalen Eindruck. Nach u verzwilligt ist L. Dem angegebenen Winkel zufolge stehen die beiden Einzelindividuen nahezu senkrecht aufeinander. Eine weitere Besonderheit des Natroliths zeigt K, wo die c -Achse zwar immer noch Pseudotetragyre ist, der stengelige Charakter des Minerals jedoch völlig verloren gegangen ist. — Als Schulbeispiel der monoklinen Hemiedrie gilt Skolezit. Durch Zwillingbildung nach $\langle 100 \rangle$ — M, N und O sind sämtlich Zwillinge — wird aber rhombische Symmetrie vorgetäuscht, um so mehr, als die Kristalle regelmäßig mit dem einen Ende aufgewachsen sind, so daß nur das obere Ende frei entwickelt ist. Fiederstreifung auf b (M) oder einspringende Winkel (N) lassen indessen die Zwillingbildung leicht erkennen.

tritt auf. Auch bei Skolezit hat Wasserabgabe starke Veränderungen zur Folge. Es bildet sich sogen. Metaskolezit. Skolezit ist pyroelektrisch und gehört vielleicht der monoklinen Hemiedrie an. Nach den optischen Befunden ist Mesolith triklin und nur pseudorhombisch. Für Natrolith wurde die spezifische Wärme zwischen 10 und 100° gemessen zu 0,238.

Spezielle Morphologie: Die Achsenverhältnisse sind bereits oben mitgeteilt worden. Für Natrolith resultieren die Winkel:

$$\begin{array}{cccc} \angle (001)/(111) & \angle (110)/(100) & \angle (110)/(1\bar{1}0) & \angle (101)/(001) \\ 26^\circ 42' & 44^\circ 27' & 88^\circ 54\frac{1}{2}' & 19^\circ 45'. \end{array}$$

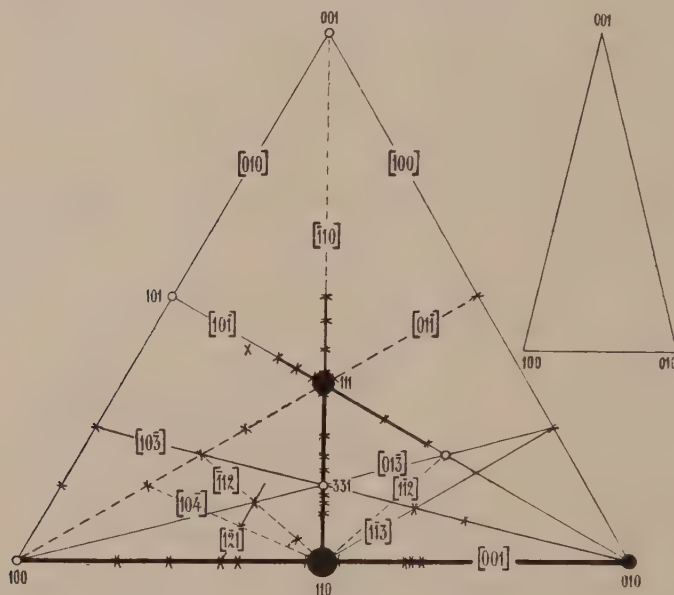


Fig. 148. Dreiecksprojektion der Flächen und Zonen von Natrolith. Auch die Flächen von Skolezit sind eingetragen (in rhombischer Auffassung). Das stark verlängerte gnomonische Projektionsdreieck rechts oben entspricht dem für stengelige Kristalltypen eigentümlichen kleinen c-Wert ($c/a = 1$).

Die Ausbildung aller drei Mineralarten (Fig. 147) entspricht in jeder Beziehung dem Verhalten, das für einen linearen Wachstumstyp abgeleitet wurde. Die Hauptformen sind $\langle 110 \rangle$ und $\langle 111 \rangle$ in schlankprismatischer Kombination. $\langle 111 \rangle$ ist gerne durch Vizinalen ersetzt. Beim Skolezit ist $\langle 111 \rangle$ meist glatt, $\langle \bar{1}11 \rangle$ gerieft oder gekerbt. Die faserigen und radialstrahligen Aggregate und kugeligen Gebilde haben als Hauptrichtung stets $[001]$. Nur vom Natrolith sind auch stumpfbipyramidale (Fig. 147, K) und nach der b-Achse verlängerte Kristalle (Fig. 147, H, J) bekannt geworden. Bei letzteren herrscht dann $\langle 301 \rangle$ vor, eine Form, nach welcher bei Natrolith Zwillinge bekannt sind (Fig. 147, L). Da der Winkel $(001)/(301)$ $47^\circ 18\frac{1}{2}'$ ist, stehen die c-Achsen derartiger Penetrationszwillinge nahezu senkrecht aufeinander.

Von Natrolith kennt man auch eisblumenartige, dendritische Wachstumsformen.

Natrolith ist die formenreichste der drei Kristallarten. Neben $\langle 110 \rangle$ und $\langle 111 \rangle$ sind besonders hervorzuheben $\langle 010 \rangle$, $\langle 311 \rangle$, $\langle 3\bar{3}1 \rangle$, $\langle 551 \rangle$, $\langle 100 \rangle$, $\langle 101 \rangle$ $\langle 301 \rangle$ und Vizinalen zu $\langle 111 \rangle$ und $\langle 110 \rangle$. Bei stärkerer Entwicklung der dominierenden Prismenzone ist Vertikalstreifung erkenntlich. Neben $[001]$ treten die Zonen $[110]$, $[101]$ und $[103]$ am ehesten als Entwicklungszonen hervor. Die Projektionsfigur 148, die (in rhombischer Auffassung) auch die Formen des Skolezites enthält, zeigt deutlich, daß alle Flächen von dem seltenen (001) wegliegen. Naturgemäß steht das mit dem Achsenverhältnis und der bereits stumpfen Lage der Bipyramide $\langle 111 \rangle$ im Zusammenhang (siehe Seite 226).

Vielleicht sind einzelne Natrolithe auch nach $[110]$ oder der Normalen zu (110) verzwillingt, wobei (001) Verwachsungsfläche ist.

Für Skolezit sind nur $\langle 110 \rangle$ und $\langle 111 \rangle$ Hauptformen, zu denen sich etwa $\langle 010 \rangle$, $\langle 101 \rangle$, $\langle 131 \rangle$ und $\langle 331 \rangle$ gesellen. Die meisten Skolezitkristalle sind Zwillinge nach $[001]$ oder (100) mit (100) als Verwachsungsfläche (Fig. 147, M—O). Eine federartige Streifung auf (010) läßt manchmal diese Zwillingbildung leicht makroskopisch erkennen. Auch Penetrationszwillinge nach diesen Gesetzen sind bekannt. Auf $\langle 110 \rangle$ ist hie und da eine feine Streifung $\parallel [110]$ wahrnehmbar. Interessant sind die Parallelverwachsungen der drei Mineralien Natrolith, Mesolith und Skolezit. Es kann die eine Hälfte einer Nadel aus Natrolith, die andere aus Mesolith bestehen, oder es treten Parallelverwachsungen auf mit mesolithischem Kern und natrolithischer Hülle und umgekehrt. Bisweilen sind auch etwas unregelmäßige Verwachsungen konstatierbar. Gut ausgebildete Kriställchen der einen Mineralart können auf mehr derben Massen der anderen aufsitzen. Mit Natrolith ist häufig auch ein anderer verwandter Zeolith, der Thomsonit verwachsen (parallele oder hypoparallele c-Achse, a- und b-Achse um ca. 45° gegeneinander gedreht). Thomsonit ist vorwiegend $[\text{SiO}_4]_2\text{Al}_2(\text{Ca}, \text{Na}_2) \cdot 2\frac{1}{2}\text{H}_2\text{O}$ und besitzt $n_\gamma = 1,525$, $n_\gamma - n_\alpha = 0,028$ (Hauptzone bald + bald —).

Skolezit und Natrolith, sowie Skolezit und sein Deshydrationsprodukt: Metaskolezit sind gleichfalls oft innig verwachsen.

Vorkommen: Alle drei Zeolithe sind typisch hydrothermale Mineralisationsprodukte. Man findet sie in Mandeln, Drusen und Adern von Ergußgesteinen, aber auch in Drusen von Tiefengesteinen und in den Zerrklüften der Alpen. Natrolith ist für phonolithische Gesteine (Ergußgesteine mit Sanidin und Nephelin) besonders charakteristisch. Die Mineralien treten auch als hydrothermale Umsetzungsprodukte von Ton-erdesilikaten (insbesondere Feldspäten, Feldspatvertretern usw.) auf.

Bei meist faserig ausgebildeten Mineralien wird es oft schwierig, Endflächen zu messen, die gestatten, das Verhältnis der b- zur c-Achse aufzustellen. Ein solches Mineral ist der vorwiegend als Gesteinsgemengteil mikroskopisch konstatierbare Sillimanit.

Sillimanit $[\text{SiO}_5]\text{Al}_2$. Rhombisch holoedrisch

Spezielle Kennzeichen: Wenn makroskopisch erkennbar, meist filzige, stengelige bis faserige Aggregate bildend von weißer, gelblich-grauer, blauer bis grünlicher oder nelkenbrauner Farbe (Faserkiesel).

Ganz frische Einzelindividuen zeigen hohen Glanz bis Glasglanz. Die c-Achse ist Faserrichtung, eine vollkommene Spaltbarkeit nach $\langle 010 \rangle$ läuft ihr parallel. Härte $6-7\frac{1}{2}$. Spezifisches Gewicht $3,03-3,24$.

Besondere Eigenschaften: Sillimanit ist vermutlich die bei höheren Temperaturen einzig stabile Modifikation von $[\text{SiO}_3]\text{Al}_2$, bis schließlich Mullit ($3\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2$) und SiO_2 an die Stelle treten. Nach der Variabilität der optischen Eigenschaften scheint jedoch die Zusammensetzung nicht konstant zu sein. Vermutlich kann Al_2O_3 bis zum Verhältnis $\text{SiO}_2:\text{Al}_2\text{O}_3 = 2:3$ (Mullit) in fester Lösung aufgenommen werden. Folgende Daten zeigen die Variabilität der optischen Konstanten.



Fig. 149. Sillimanitcordieritgneis von Bodenmais (Bayern). Die schmal leistenförmigen bis nadeligen Kristalle von Sillimanit durchsetzen den Cordierit. An mehreren Stellen zeigen sie eine eigentümliche Quergliederung. In der Längsrichtung liegt n_γ . Dazu senkrecht stehende Schnitte sind durch den Austritt der positiven Bisektrix eines kleinen Achsenwinkels mit starker Dispersion charakterisiert. 150fache Vergr.

	n_α	n_β	n_γ	$2V$	
Sillimanit, synthetisch . .	1,638	1,642	1,653	$+ 20^\circ$	$c \parallel n_\gamma, n_\alpha \parallel a$
" " " . .	1,648	1,652	1,664	$+ 42\frac{1}{2}^\circ$	$c \parallel n_\gamma, n_\alpha \parallel a$
Sillimanit, blau, natürlich	1,658	1,660	1,679	$+ 30^\circ$	$c \parallel n_\gamma, n_\alpha \parallel a$
Sillimanit, natürlich . . .	1,659	1,660	1,680	$+ 20^\circ$	$c \parallel n_\gamma, n_\alpha \parallel a$

ρ ist stets erheblich größer als ν . Die Doppelbrechung nimmt mit steigender Temperatur teils zu, teils ab.

Bei den durch fremde Substanzen gefärbten Sillimaniten ist oft deutlicher Pleochroismus wahrnehmbar, z. B.

n_α = hellbräunlich, n_γ = dunkelnelkenbraun

n_α und n_β = farblos, n_γ = schön blau

n_α = blaßgelblich, n_β = farblos bis hellgrünlich, n_γ = sapphirblau.

Spezielle Morphologie: $a : b = 0,97 : 1$ (*Spencer*). Rhombisch holodrisch. Meist ist nur die Zone $[001]$ entwickelt, und auch diese ist durch Vertikalstreifung und Rundung schwer meßbar. $\langle 110 \rangle$, $\langle 010 \rangle$, $\langle 100 \rangle$, $\langle 230 \rangle$, $\langle 120 \rangle$, $\langle 450 \rangle$ wurden konstatiert. Spaltform = $\langle 010 \rangle$. Gibt man zwei gemessenen Endflächen $\langle 0kl \rangle$ die Symbole $\langle 041 \rangle$ und $\langle 031 \rangle$, so resultiert $b : c = 1 : 0,44$.

Vorkommen: Sillimanit tritt vorzugsweise in metamorphen, tonerdereichen Gesteinen der Katazone (statt Andalusit) auf (Fig. 149). Blaßsaphirblaue Varietäten werden auch als Edelsteine verwendet. Quarz, Feldspat, Granat, Biotit, Cordierit sind wichtige Begleitminerale.

Allgemeine Zusammenfassung

Auf den Seiten 220 bis 224 ist aufmerksam gemacht worden, wie sich für tetragonale und hypotetragonale Kristallarten ein einfacher Vergleichsstandpunkt ergibt. Da gegenüber kubischen Typen eine Richtung, beziehungsweise die darauf senkrecht stehende Ebene, bevorzugt erscheinen, sind strukturell zwei extreme Fälle denkbar. Es kann die Ebene senkrecht zur Hauptachse eine Ebene stärkster Bindung sein, oder es kann die Hauptrichtung selbst wichtigste Strukturlinie sein. Es ist selbstverständlich, daß aus der großen Mannigfaltigkeit möglicher Strukturbilder auf diese Weise nur eine Eigenschaft herausgegriffen wird. Da sich aber die zwei genannten extremen Typen gut charakterisieren lassen, schien es wünschenswert, das vorhandene Material in erster Linie daraufhin zu prüfen. Es ergaben sich, von einfachsten Annahmen ausgehend, gewisse wahrscheinliche Koppelungen von Eigenschaften, die eine Kristallbeschreibung erleichtern. Das Einzelstudium der Mineralarten hat nun in der Tat gezeigt, daß im großen die Folgerungen richtig waren. Naturgemäß konnte und durfte nicht Übereinstimmung im einzelnen erwartet werden. Die vorauszusehenden Übergänge, die notwendig auftretenden komplexen Strukturen müssen ja mitberücksichtigt werden. Betrachtet man jedoch die Tabelle auf Seite 318 und 319, in der einige wichtige Daten der behandelten Kristallarten zusammengestellt sind, so sind folgende große Zusammenhänge deutlich erkennbar. Bei zweckmäßiger Wahl des Achsenverhältnisses geht im allgemeinen einem Kleinerwerden der c -Achse parallel ein Umschlag des vorwiegend tafeligen Habitus über den bipyramidalen und isometrischen zum kurzsäuligen und schließlich zum stengeligen. Gute Spaltbarkeit nach $\langle 001 \rangle$ ist nur mit c größer als 1 verbunden. Spaltflächen parallel c beginnen herrschend zu werden, wenn $c > 1$. Es hat natürlich nur Zweck, die optischen Verhältnisse miteinander zu vergleichen, wenn sie von der Einachsigkeit wenig oder gar nicht abweichen, $2V$ also 0° oder klein ist. In allen anderen Fällen hat ja ein hypotetragonaler

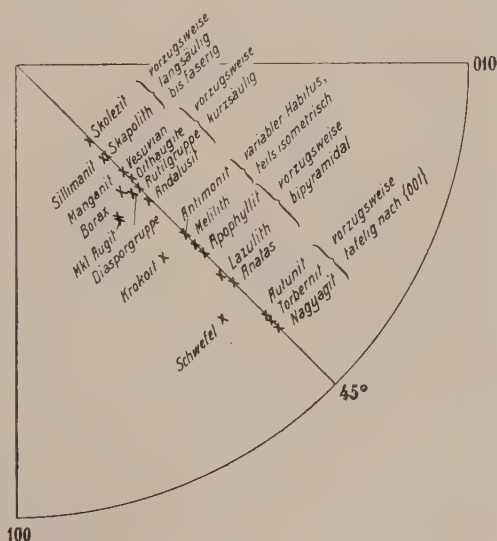
Mineralart	b : c	Optik	Spaltbarkeit
Torbernit . .	1 : 2,9361	—	⟨001⟩ vollk.
Autunit . . .	1 : 2,8517	—	⟨001⟩ vollk.
Nagyagit . .	1 : 3,5624	?	⟨001⟩ vollk.
Anatas . . .	1 : 1,7741	—	⟨001⟩ und ⟨111⟩ ziemlich gut
Schwefel . .	1 : 1,9034	2 V mittelgroß	⟨001⟩, ⟨111⟩, ⟨110⟩ alle schlecht
Lazulith . .	1 : 1,6483	2 V mittelgroß	?
Apophyllit .	1 : 1,2515	+ und —	⟨001⟩ vollk., ⟨110⟩ weniger gut
Gehlenit . .	1 : 1,1316	—	} ⟨001⟩ gut, ⟨110⟩ deutlich
Melilith . . .	1 : 1,286	+ und —	
Antimonit } Bismutit . }	ca. 1 : 1	?	{ ⟨010⟩ vollk., weniger gut ⟨001⟩, ⟨101⟩, ⟨110⟩, ⟨100⟩
Krokoit . . .	1 : 0,9159	2 V mittelgroß	⟨110⟩ z. vollk., weniger gut ⟨001⟩, ⟨100⟩
Andalusit . .	1 : 0,7024	2 V groß	⟨110⟩ deutlich
Vesuvian . .	1 : 0,5375	— und +	⟨110⟩, ⟨100⟩ unvollk., noch schlechter ⟨001⟩
Orthangite .	1 : 0,588	2 V mittelgroß	⟨110⟩ zieml. vollk., auch ⟨100⟩, ⟨010⟩
Gewöhnliche Angite . .	1 : 0,589	2 V mittelgroß (+)	⟨110⟩ zieml. vollk.
Borax	1 : 0,563	2 V mittelgroß	⟨100⟩ vollk., ⟨110⟩ z. gut, ⟨010⟩ schlecht
Diaspor . . .	1 : 0,6039	2 V groß	⟨010⟩ vollk., schlechter ⟨210⟩
Goethit . . .	1 : 0,6068	—	⟨010⟩ vollk., undeutlich ⟨100⟩
Manganit . .	1 : 0,5448	+	⟨010⟩ vollk., gut ⟨110⟩
Rutil	1 : 0,6442	+	⟨110⟩ vollk., weniger gut ⟨100⟩, ⟨111⟩
Kassiterit . .	1 : 0,6723	+	⟨110⟩, ⟨111⟩ nicht sehr gut
Zirkon . . .	1 : 0,6404	+	⟨110⟩ nicht sehr vollk., ⟨111⟩ schlecht
Skapolithe .	1 : 0,44	—	⟨100⟩ zieml. vollk., ⟨110⟩ gut
Natrolith . }	1 : 0,35	teils 2 V z. groß	⟨110⟩ vollk.
Skolezit . . }			
Sillimanit . .	1 : 0,44(?)	+	⟨010⟩ vollk.

Kristall sicherlich die speziellen optischen Verhältnisse den speziellen Punktanordnungen zu verdanken. Im allgemeinen sieht man nun in der Tat, daß bei kleinem Achsenwinkel optisch negativer Charakter vorzugsweise dem planaren Typus, optisch positiver Charakter den zum linearen Typus tendierenden Kristallarten zugeordnet ist. Ausnahmen sind naturgemäß vorhanden und beruhen auf spezieller Lage der die Doppelbrechung in erster Linie bedingenden Atome.

Das Achsenverhältnis kann selbstverständlich nur in großen Zügen mit einer Gesamteinordnung der Kristallarten nach ihrer Affinität zum planaren oder linearen Typus harmonisieren. Denn es ist ja für das Gesamtverhalten nicht nur die Form des allfälligen Elementarparallelepipedes verantwortlich, sondern die spezielle Atomanordnung. So sieht man z. B., daß Vesuvian mit seiner pseudokubischen Zonenverteilung schwer richtig einzuordnen ist. Die Vesuviane wurden in den früheren Zeiten sogar für kubisch gehalten. Naturgemäß sind auch die stärker deformierten rhombischen und monoklinen Kristallarten nicht leicht an

Hauptsächlicher Habitus	Hauptzonen	Symmetrie
tafelig bis tonnenförmig	[010], [110]	tetragonal
tafelig		rhombisch
tafelig bis kurzprismatisch	[110], [010], [100]	rhombisch
tafelig bis bipyramidal	[110], [100]	tetragonal
bipyramidal bis tonnenförmig	[110], [100], [010]	rhombisch
bipyramidal	[110], [010], [101]	monoklin
tafelig bis bipyramidal	[110], [001], [100]	tetragonal
{ isometrisch bis tafelig, isometrische Entw.		} tetragonal
{ meist säulig, auch tafelig	[001], [100], [010], [110]	rhombisch
säulig bis bipyramidal	[001] und variabel	monoklin
dicksäulig	[001], [111], [110]	rhombisch
isometrisch bis kurzsäulig	[001], [101], [110], [100]	tetragonal
säulig oder langtafelig	[001], [100], [011], [012]	rhombisch
säulig oder tafelig nach (100)	[001], [110]	monoklin
säulig	[001], [110]	monoklin
säulig bis nadelig, tafelig (010)	[001], [011]	rhombisch
säulig bis nadelig, tafelig (010)	[001], [101]	rhombisch
säulig bis nadelig	[001], [101]	rhombisch
säulig bis nadelig	[001], [101], [110]	tetragonal
kurzsäulig bis nadelig, bipyramidal	[001], [101], [110], [111]	tetragonal
säulig bis isometrisch	[110], [101], [301]	tetragonal
stengelig	[001], [101], [110]	tetragonal
stengelig bis faserig	[001], [110], [101]	{ rhombisch
stengelig bis faserig	[001]	{ bis trikl. rhombisch

Fig. 150. Stereographische Projektion der (111)-Fläche tetragonaler und hypotetragonaler Substanzen. Je stenglicher das Mineral ist, um so mehr rückt der Flächenpol gegen die Kreismitte. Umgekehrt liegen die (111)-Flächen der extrem tafeligen Substanzen nahe am (110)-Pol, entsprechend dem Umstand, daß bei ersteren Kristallen $c \ll 1$, bei letzteren aber $c \gg 1$ ist.



der richtigen Stelle unterzubringen. Bei ihnen zeigt sich oft besonders gut eine gewisse Konkurrenz verschiedener Strukturrichtungen. Dann hat unsere Zuordnung eben nur eine Möglichkeit des Vergleiches berücksichtigt. In Figur 150 sind trotz alledem die behandelten Kristallarten in einem gesamten stereographischen Projektionsbild zusammengestellt. Jede Kristallart ist durch die Lage des Projektionspunktes der Fläche $\langle 111 \rangle$ charakterisiert. Diese Lage ist eine einfache Funktion des Achsenverhältnisses und zeigt infolgedessen (worauf besonders *Fedorow* die Aufmerksamkeit lenkte) die Beziehungen der Mineralien zueinander sehr gut. Die Zone $[1\bar{1}0]$ für tetragonale Kristalle ist eingezeichnet; darauf — und zwar unmittelbar neben dem Pol von Antimonit — befände sich auch die Oktaederfläche. Liegen die Projektionen der Einheitsflächen nicht auf genannter Zone, so sind die Kristalle nur hypotetragonal, in Wirklichkeit rhombisch, monoklin oder triklin. Auch diese Darstellung zeigt, wie im großen und ganzen schon das richtig gewählte Achsenverhältnis den morphologischen und physikalisch-morphologischen Charakter einer Mineralart bestimmt.

C. Mineralien vom hexagonalen und hypohehexagonalen Typus

Die Kristalle vom tetragonalen und hypotetragonalen Kristalltyp bilden mit denjenigen des kubischen Typus eine Reihe. Die streng kubischen Kristalle stellen den Mitteltyp der Serie tetragonaloider Kristalle dar. Trotzdem war es zweckmäßig, die kubisch und annähernd kubisch kristallisierenden Mineralien gesondert zu betrachten und für sie eine weitere Unterteilung zu versuchen. Für die pseudokubischen Kristallarten war dies noch aus einem anderen Grunde von Vorteil. Es wurden ja dazu auch Mineralien gerechnet, die nicht nach einer kristallographischen Achse, sondern nach einer Trigyre, bzw. Hexagyroide deformiert erscheinen. Sie kristallisieren dann in einer der rhomboedrischen Klassen. Auch diese Deformation kann auf zweierlei Art erfolgen. Das Einheitsrhomboeder kann stumpf werden (die neue c -Achse also kurz sein) oder das Einheitsrhomboeder kann spitz werden (die c -Achse also lang sein). Diese zwei Arten würden in gewissem Sinne zu linearen und planaren Modalitäten hintendieren. Die Abweichungen von kubischen Maßen waren in den bereits besprochenen Fällen im allgemeinen nicht sehr groß, so daß sich die Zuordnung zum eigentlichen pseudokubischen Typus rechtfertigen ließ. Die extremeren Fälle der Deformation werden indessen am zweckmäßigsten mit einem neuen Kristalltyp, dem hexagonalen, vereinigt.

Im kubischen System treten keine Hexagyren auf. Die vier Würfel-diagonalen sind als Drehungsachsen stets nur Trigyre, sie können lediglich in zwei Klassen außerdem Hexagyroiden sein. Wenn nun bloß eine Trigyre vorhanden ist, so kann diese zugleich sechszählige Drehungsachse werden. Ein neuer Fall höchstmöglicher Symmetrie stellt sich ein, die Symmetrie der hexagonal holoeidrischen Kristalle. Das Symmetriestreben in der Kristallwelt besitzt somit zwei Gipfel-punkte. Sie sind durch die Verhältnisse der kubisch holoeidrischen und der hexagonal holoeidrischen Klasse gegeben.

Wie es pseudokubische Kristalle gibt, so gibt es eine Reihe pseudo-hexagonaler Kristalle. Bei ihnen ist, trotz niedriger Symmetrie, die Annäherung an Winkelwerte, wie sie im hexagonalen System auftreten, deutlich erkennbar. Auf Grund der Ergebnisse des vorhergehenden Abschnittes werden wir geneigt sein, auch sie in eine Serie vom planaren zum mehr linearen (axialen) Typ zu ordnen. Der Mitteltypus wird jetzt aber keine ausgezeichnete Rolle spielen, er ist nicht kubisch, sondern bleibt, selbst bei Anwesenheit aller denkbar möglichen Symmetrieelemente, hexagonal holoeidrisch. Das charakteristische Merkmal der hypohehexagonalen, planaren Kristallarten wird die Entwicklung und Spaltbarkeit nach einer nahezu hexagonal umgrenzten Fläche (der Basisfläche) sein. Die zum säuligen oder linearen Typus hintendierenden Kristallarten werden vorzugsweise die Formen und Spaltbarkeiten eines hexagonalen oder pseudohehexagonalen Prismas aufweisen. Beide Entwicklungen würden auch auftreten, wenn bei derart starker Deformation gegenüber den kubischen Maßen Symmetrie und Translationsgruppe nur rhomboeidrisch oder pseudorhomboeidrisch sind. Daraus ergibt sich ohne weiteres die Zweckmäßigkeit der Vereinigung beider, oft schwer zu unterscheidender Möglichkeiten zu einem, dem hexagonalen, bzw. hypohehexagonalen Kristalltyp.

Die Flächenlagen und Zonenrichtungen wirklich hexagonaler Kristalle bezeichnen wir mit viergliedrigen Symbolen. Rhombische, monokline und triklone Kristallarten des hypohehexagonalen Typus müssen natürlich in erster Linie auf drei Achsen bezogen werden. Die verschiedene Bezeichnungsweise erschwert den Vergleich. Es wird daher zweckmäßig sein, die zwischen beiden Darstellungen herrschenden Beziehungen zunächst klar zu stellen. Wir vergleichen zu diesem Zwecke rhombisch pseudohehexagonal mit hexagonal.

Ein nahezu hexagonales Prisma sei Hauptgestalt. Es würde im hexagonalen System als Prisma erster oder zweiter Stellung genommen. Ist der Kristall rhombisch, so besteht dieses Prisma aus einer Kombination zweier Formen, einem rhombischen Prisma und einem Pina-koid. Von den $3 + 3$ Symmetrieebenen hexagonal holoeidrischer Kristalle sind einzig eine Nebensymmetrieebene und eine Zwischensymmetrie-

ebene erhalten geblieben. Wir beziehen jetzt die Flächenlage auf zwei senkrecht aufeinander stehende Achsen, von denen die eine durch Ecken des Sechseckes geht, die andere auf einer Seite desselben senkrecht steht. Dem rhombischen Prisma geben wir womöglich das einfachste Symbol, nämlich $\langle 110 \rangle$. Wie die Figuren 151, A und B zeigen, stellt sich dann je nach der Stellung, die wir dem pseudohexagonalen Prisma verleihen, dieses als Kombination $\langle 010 \rangle \langle 110 \rangle$ oder $\langle 100 \rangle \langle 110 \rangle$ dar. Ist in den Winkeln die Abweichung vom wirklich hexagonalen Querschnitt nicht bemerkbar, so resultiert im ersten Falle ein Achsenverhältnis $a : b = 0,577 : 1$, im zweiten Falle von $1,732 : 1$. Der zweite Fall hat den Vorteil, daß die Gesamtkombination in erster hexagonaler Stellung erscheint, indessen ist entgegen dem Usus die a -Achse größer

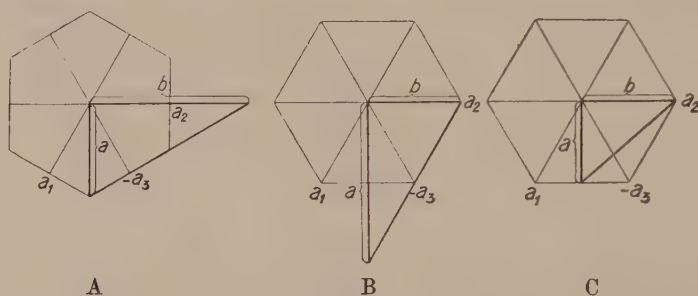


Fig. 151. Achsenverhältnis $a : b$ rhombisch pseudohexagonaler Kristalle.

$$a : b \begin{cases} = 1 : \sqrt{3} \\ = 1 : 1,732 \\ = 0,577 : 1 \end{cases} \quad a : b \begin{cases} = \sqrt{3} : 1 \\ = 1,732 : 1 \end{cases} \quad a : b \begin{cases} = \frac{1}{2} \sqrt{3} : 1 \\ = 0,866 : 1 \end{cases}$$

als die b -Achse. Diesem letzteren Umstande könnte abgeholfen werden, indem man das Prisma $\langle 120 \rangle$ nennt, die a -Achse also nur halb so groß wählt (Figur 151, C).

Rhombische Kristalle mit $a : b$ ähnlich $0,577 : 1$ oder $1,732 : 1$ oder $0,866 : 1$ besitzen daher immer eine den Winkelwerten nach pseudohexagonale Zone $[001]$. Natürlich ist es eine einfache, analytisch-geometrische oder vektoranalytische Aufgabe festzustellen, welche Formen in rhombischer Symbolisierung bei diesem Achsenverhältnis eine scheinbar hexagonale Form als Kombination ergeben. Für den am häufigsten auftretenden Fall der Fig. 151, A (Achsenverhältnis $a : b = \text{um } 0,577 : 1$) berechnet sich folgendes. Mit $\langle hkl \rangle$ rhombischer Symbolisierung bilden $\langle h + k, 3h - k, 2l \rangle$ und $\langle h - k, 3h + k, 2l \rangle$ eine Kombination, die wie eine hexagonale Form aussieht. Es läßt sich auch von vornherein angeben, welche hexagonalen Indizes dieser Scheinform zukommen würden. Wir wollen die Beziehungen wieder für den Fall der Fig. 151, A angeben, aber das „Prisma“ $\langle 110 \rangle \langle 010 \rangle$ hexagonal erster Stellung symbolisieren. Der Einheitsmaßstab auf der c -Achse werde durch $\langle 111 \rangle$

abgeschnitten. Nennen wir $h^*k^*i^*l^*$ die auf hexagonales Achsenkreuz bezogenen Indizes, so ergibt sich:

$$\begin{aligned} h^* &= 2h & \text{oder } h &= h^* \\ k^* &= -h + k & k &= h^* + 2k^* = k^* - i^* \\ i^* &= -h - k & l &= l^* \\ l^* &= 2l \end{aligned}$$

Ausgerechnet ergibt sich für einige einfachere Formen folgende Tabelle:

Hexagonal	Rhombisch	Hexagonal	Rhombisch	Hexagonal	Rhombisch
$\langle 0001 \rangle$	$\langle 001 \rangle$	$\langle 11\bar{2}0 \rangle$	$\langle 130 \rangle \langle 100 \rangle$	$\langle 21\bar{3}0 \rangle$	$\langle 120 \rangle \langle 310 \rangle \langle 150 \rangle$
$\langle 10\bar{1}0 \rangle$	$\langle 110 \rangle \langle 010 \rangle$	$\langle 11\bar{2}2 \rangle$	$\langle 132 \rangle \langle 101 \rangle$	$\langle 23\bar{5}0 \rangle$	$\langle 140 \rangle \langle 510 \rangle \langle 370 \rangle$
$\langle 10\bar{1}1 \rangle$	$\langle 111 \rangle \langle 021 \rangle$	$\langle 11\bar{2}1 \rangle$	$\langle 131 \rangle \langle 201 \rangle$	$\langle 13\bar{4}0 \rangle$	$\langle 210 \rangle \langle 350 \rangle \langle 170 \rangle$
$\langle 10\bar{1}2 \rangle$	$\langle 112 \rangle \langle 011 \rangle$	$\langle 11\bar{2}4 \rangle$	$\langle 134 \rangle \langle 102 \rangle$	$\langle 41\bar{5}0 \rangle$	$\langle 230 \rangle \langle 530 \rangle \langle 190 \rangle$
$\langle 10\bar{1}4 \rangle$	$\langle 114 \rangle \langle 012 \rangle$	$\langle 22\bar{4}1 \rangle$	$\langle 261 \rangle \langle 401 \rangle$	$\langle 51\bar{6}0 \rangle$	$\langle 570 \rangle \langle 320 \rangle \langle 1 \cdot 11 \cdot 0 \rangle$
$\langle 10\bar{1}3 \rangle$	$\langle 113 \rangle \langle 023 \rangle$	$\langle 22\bar{4}3 \rangle$	$\langle 263 \rangle \langle 403 \rangle$	$\langle 21\bar{3}1 \rangle$	$\langle 241 \rangle \langle 311 \rangle \langle 151 \rangle$
$\langle 20\bar{2}3 \rangle$	$\langle 223 \rangle \langle 043 \rangle$	$\langle 11\bar{2}3 \rangle$	$\langle 133 \rangle \langle 203 \rangle$	$\langle 31\bar{4}1 \rangle$	$\langle 351 \rangle \langle 421 \rangle \langle 171 \rangle$
$\langle 10\bar{1}6 \rangle$	$\langle 116 \rangle \langle 013 \rangle$	$\langle 1 \cdot 1 \cdot \bar{2} \cdot 10 \rangle$	$\langle 1 \cdot 3 \cdot 10 \rangle \langle 105 \rangle$	$\langle 21\bar{3}3 \rangle$	$\langle 243 \rangle \langle 313 \rangle \langle 153 \rangle$

Zur Veranschaulichung der zonalen Beziehungen verwenden wir wieder die Dreiecksprojektion. Die wirklich hexagonalen Kristalle projizieren wir so, daß $(10\bar{1}0)$, $(01\bar{1}0)$, (0001) (bzw. $(000\bar{1})$) Eckpunkte des gleichseitigen Dreieckes sind. Im Schwerpunkte des Dreieckes liegt $(11\bar{2}1)$. Dieses Projektionsverfahren hat den Vorteil, daß bei Weglassung des dritten Index zu jeder Fläche genau wie in den übrigen Kristallsystemen der zugehörige Projektionspunkt gefunden werden kann. In der Tat sind die eben hingeschriebenen Flächen nach Weglassung des dritten Indexes nichts anderes als (100) , (010) , (001) , (111) . Die Zonen symbolisieren wir so, wie das in der „Allgemeinen Mineralogie“ Seite 117 erläutert wurde. In der Figur 152, A sind wichtige Zonen eingetragen und bezeichnet. Die rhombischen, monoklinen und triklinen pseudohexagonalen Kristalle müssen wir wie früher projizieren, das heißt, es sind wirkliche (100) , (010) und (001) Eckpunkte des Dreieckes. Pseudohexagonal umfaßt somit dieses Dreieck um die Hälfte mehr als das Dreieck hexagonaler Kristalle. Gegenüber jenem ist es stark deformiert. Das ist beim Vergleich naturgemäß zu beachten.

Die beiden Figuren 152, A und B erläutern die Beziehungen. Den Zonen der hexagonalen Bipyramiden I. Stellung entsprechen rhombisch die Zonen $[1\bar{1}0]$ und $[100]$. Die pseudohexagonalen Bipyramiden II. Stellung liegen nun auf den Zonen $[010]$ und $[3\bar{1}0]$. Mit anderen Worten, das gleichseitige Dreieck $(10\bar{1}0)$, $(01\bar{1}0)$, (0001) der Projektion für hexagonale Kristalle ist zum rechtwinkligen Dreieck (110) , (010) , (001) geworden. Das Dreieck (100) , (110) , (001) würde bei

hexagonal holoedrischer Symmetrie Flächen enthalten, die gleichwertig sind zu solchen im Dreieck (110) , (130) , (001) . Wir müssen somit beim Studium von Projektionsbildern pseudohexagonaler Kristalle in erster Linie das Dreieck (110) , (010) , (001) betrachten und uns dieses als gleichseitiges Dreieck umgezeichnet denken. Ob die zusammengehörigen Formen einer „hexagonalen Bipyramide I. Stellung“ vorhanden sind, läßt sich übrigens sofort erkennen. Wie die Umrechnungsformeln auf Seite 322 zeigen, liegen die zusammengehörigen Flächen $\langle hhl \rangle$ und $\langle 0kl \rangle$ auf Parallelen zur Basiskante des Dreieckes.

Nach diesen methodisch notwendigen Vorbemerkungen können wir nun an die Einzelbeschreibung der wichtigsten Mineralien des hexa-

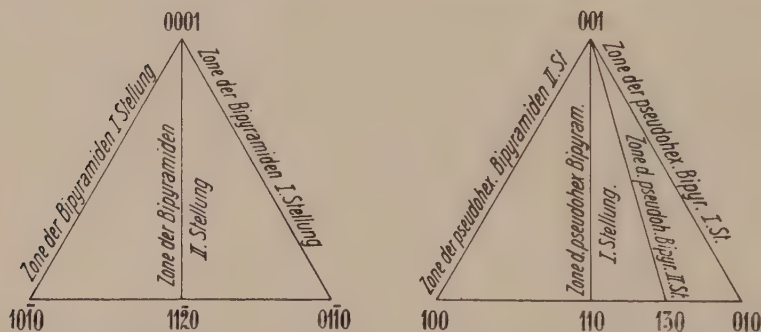


Fig. 152. Projektionsdreiecke und wichtigste Zonen der hexagonalen und pseudohexagonalen Kristalle, im letzteren Fall entsprechend der Stellung A von Fig. 151. Das rechtwinklige Dreieck 110 , 010 , 001 der pseudohexagonalen Kristalle entspricht dem gleichseitigen Dreieck $10\bar{1}0$, $01\bar{1}0$, 0001 der hexagonalen Kristalle.

gonalen und hypohexagonalen Typus herantreten. Wir unterscheiden drei ineinander übergehende Gruppen:

Mineralien vom planaren oder tafeligen hypohexagonalen Typ.

Mineralien vom isometrischen oder intermediären hypohexagonalen Typ.

Mineralien vom linearen (axialen) oder stengeligen hypohexagonalen Typ.

I. Hexagonaler, bzw. hypohexagonaler, planarer oder (0001) -Typus

In einer Gitterebene senkrecht zur Hexagyre bilden parallel gleich umgebene Massenteilchen ein Netz von innenzentrierten Sechsecken. Jedes dieser Teilchen ist in sechs gleichen Abständen von Teilchen seiner Identitätsschar umgeben. Das ist die Maximalzahl für die Parallelanordnung von Teilchen in einer Ebene. Ist nun die Ebene senkrecht zur Hexagyre oder senkrecht zu einer sie ersetzenden Pseudohexagyre in bezug auf die Belastungsverhältnisse ausgezeichnet, so

kann sie einer absolut dichtesten Packung entsprechen. Man darf daher erwarten, daß Kristallarten, die zu einem planaren Strukturtyp neigen, besonders gerne hexagonal oder hypohexagonal kristallisieren. Wie bereits Seite 224 erwähnt wurde, trifft dies zu. Die Gruppe der Glimmer gilt ja als charakteristische Gruppe für diesen Kristallisationstypus.

Die Glimmergruppe. Monoklin pseudohexagonal

Allgemeine Übersicht: Zur Glimmergruppe im engeren Sinne gehören kompliziert zusammengesetzte, meist wasserhaltige R^I -, R^{III} - und häufig R^{II} -führende Silikate von monoklin-pseudohexagonaler, ausgesprochen tafeliger Kristallisation. Als wichtigste, den Glimmern zugehörige Moleküle muß man $[Al(SiO_4)_3]_{R^I_3}^{Al_2}$ und $[Mg(SiO_4)_3]Mg_5$ ansehen. Die stöchiometrischen Verhältnisse der erstgenannten Verbindung entsprechen denen eines Nephelinmoleküles, die zweite Verbindung hat olivinartige Zusammensetzung.

Zunächst ist nun ein Teil des Al (in seltenen Fällen die Gesamtmenge) durch dreiwertiges Eisen ersetzbar. Bis zu einem gewissen Grade können auch Mn, V und Cr, ja vielleicht sogar etwas Ti die Al-Atome ersetzen. Der Hauptgehalt an Titan mancher Glimmer wird in vierwertiger Form, Si ersetzend, vorhanden sein. R^I umfaßt Alkalimetalle und H. Die Alkalisumme ist molekular stets kleiner, höchstens gleich der Summe der Trioxyde. Nur in einzelnen Li-Glimmern kann sie höhere Beträge erreichen. In den Muskowiten, die das Tonerdesilikatmolekül als hauptsächlichsten Bestandteil enthalten, ist hie und da das Verhältnis Alkalimetalle : H = 1 : 2. Im übrigen ist dieses Verhältnis variabel. Die meisten Glimmer sind Kaliglimmer, doch können auch Na und Li (mit Rb und Cs) eine maßgebende Rolle spielen. In dem Molekül $[Mg(SiO_4)_3]Mg_5$ können Fe und zum geringen Teil auch Mn an Stelle des Mg stehen. Ca ist meist sehr untergeordnet, oder es fehlt ganz, erst neuerdings sind eigentliche Glimmer beschrieben worden, die einen höheren CaO-Gehalt besitzen sollen. In den Biotiten und Phlogopiten sind die beiden genannten Moleküle nicht selten ungefähr im Verhältnis 1 : 1 miteinander verbunden. Doch kennt man auch gute Glimmeranalysen, bei denen die Verhältnisse von R^{III} -Silikatmolekül und R^{II} -Silikatmolekül = 2 : 1, 1 : 2, 3 : 2 usw. sind. Vielleicht ist eine ganze Mischkristallserie vorhanden, die aber sicher Lücken aufweist. Es sind nämlich keine Glimmer bekannt, denen das erste Molekül ganz fehlt. Außerdem tritt unzweifelhaft zwischen den eigentlichen Muskowiten und den Biotiten, bezw. Phlogopiten eine Mischungslücke auf.

Die beiden genannten Hauptmoleküle sind jedoch nicht die einzigen, die sich am Aufbau der Glimmer beteiligen. Es kann vermutlich das Molekül $[Mg(SiO_4)_3]Mg_5$ teilweise auch hydrolysiert sein, indem ein Teil des Mg (bezw. des Fe) durch H_2 ersetzt ist. Vor allem aber zeigt die Berechnung der Analysen, daß manche komplexer zusammengesetzten Glimmer mehr R^I und R^{II} besitzen, als den Formeln zukommt. Es müssen daher basischere Moleküle vorhanden sein. Die Berechnungen sind, wie J. Jakob zeigte, durchführbar, wenn man Moleküle $[Mg(SiO_5)_3]Mg_8$ und $[Al(SiO_5)_3]_{R^I_6}^{Al_2}$ als teilweise vorhanden annimmt. Für sie gilt in bezug auf den inneren atomaren

Ersatz genau das, was für die Hauptmoleküle gesagt worden ist, nur sind sie häufig in stärkerem Maße hydrolysiert (H an Stelle von Alkalien und Mg).

Andererseits gibt es auch alkalireiche Glimmer, bei denen gegenüber der Formulierung des Hauptmoleküls ein kleiner Überschuß von SiO_2 auftritt. Er wird sich als Anlagerung in Form von Molekülen $[\text{Al}(\text{SiO}_4 \cdot \text{SiO}_2)_3]_{\text{R}_1}^{\text{Al}_2}$ usw. vorfinden. Schließlich sind manche, insbesondere sehr Mg-reiche und Li-reiche Glimmer fluorhaltig. Das Fluor vertritt hierbei ein Sauerstoffatom der SiO_4 - oder eventuell der SiO_5 -Gruppen. Moleküle wie $[\text{Al}(\text{Si}_{\text{F}_2}^{\text{O}_3})_3]_{\text{R}_1}^{\text{Al}_2}$, $[\text{Al}(\text{Si}_{\text{F}_2}^{\text{O}_3} \cdot \text{SiO}_2)_3]_{\text{R}_1}^{\text{Al}_2}$ usw. sind daher für diese Fluorglimmer charakteristisch. Etwas F kann seinerseits durch (OH) ersetzt sein.

Im einzelnen kann man nun folgende hauptsächlichsten Glimmerarten unterscheiden:

I. $\text{R}^{\text{II}}\text{O}$ -arme Glimmer

1. Muskowit. Bei den Muskowiten ist $[\text{Al}(\text{SiO}_4)_3]_{\text{K}}^{\text{Al}_2}$ das Hauptmolekül. Durch SiO_2 -Anlagerung kann es kieselsäurereicher werden. Es sind an sich farblose, sogenannte helle Glimmer.

Das Verhältnis K:H ist stets etwas variabel. Ein Teil des K kann durch Na ersetzt sein, meist sind nicht mehr als 2 Gewichtsprocente, selten weniger als 0,5 Gewichtsprocente Na_2O vorhanden. Der CaO-Gehalt der Glimmer ist vorwiegend kleiner als 0,5%. Er steigt ganz ausnahmsweise über 1%. Von der Gesamtsumme der dreiwertigen Oxyde können nach den bisherigen Erfahrungen molekular im Maximum 13% Fe_2O_3 sein. Mit steigendem Fe^{++} -Gehalt nehmen Dichte, Lichtbrechung und Doppelbrechung zu. Die Beimengung der R^{II} -Silikatmoleküle ist meistens eine geringfügige.

Feinschuppigen Muskowit nennt man Sericit. Die kieselsäurereichen Varietäten des Muskowites (mit angelagertem SiO_2) haben die Bezeichnung Phengit erhalten; man kann nach der Ausbildung von Muskowitphengit und von Sericitphengit sprechen. Der meist zartschuppige, smaragdgrüne Fuchsit ist ein Chromglimmer mit bis 3 oder etwas mehr Gewichtsprozenten Cr_2O_3 an Stelle von Al_2O_3 . Der olivgrüne Roscoelith enthält sehr erhebliche Mengen V statt Al.

2. Paragonit. Mit diesem Namen hat man sericitartigen Glimmer bezeichnet, der (nach Analysen, die an Aggregaten ausgeführt wurden) bei sonst ähnlicher Zusammensetzung wie Muskowit unter den Alkalien weit vorwiegend Na führt. Größere Einzelkristalle dieses Paragonites konnten bis jetzt nicht aufgefunden werden (Synonyme: Cossait und Pregrattit).

3. Lepidolith. Auch die weißen, rosenroten bis pfirsichblütenfarbigen Lepidolithe sind arm an zweiwertigen Elementen. Sie sind lithiumreich, fluorhaltig und relativ wasserarm. Die rote Farbe rührt von etwas Mn her.

Zum wasserarmen oder wasserfreien Molekül $[\text{Al}(\text{SiO}_4)_3]_{(\text{K}, \text{Li})}^{\text{Al}_2}$ tritt in der Hauptsache $[\text{Al}(\text{Si}_{(\text{F}, \text{OH})}^{\text{O}_3} \cdot \text{SiO}_2)_3]_{(\text{K}, \text{Li})}^{\text{Al}_2}$. Nicht selten geschieht dies im Verhältnis

1:1, so daß dann stöchiometrisch die Formel zu ungefähr $(\text{Si}_3\text{O}_{10})\text{Al}_2(\text{K}, \text{Li})_2\text{FH}$ wird. Das Verhältnis K:Li ist molekular nahezu 1:1. Na ist in oft nicht unbeträchtlichen Mengen vorhanden. In den kieselsäureärmeren Varietäten können auch $\left[\text{Al}\left(\text{Si}\frac{\text{O}_3}{\text{F}_2}\right)_3\right]\text{Al}_2(\text{K}, \text{Li})_3$ -Moleküle vorhanden sein.

II. $\text{R}^{\text{II}}\text{O}$ -reiche Glimmer

1. Phlogopit. Sind die zum R^{III} -Silikat tretenden Moleküle vorwiegend Mg-Silikate, so ist die Färbung meist keine intensive (rotblonde Farbtöne sind vorherrschend). Die so entstehenden Phlogopite, mit einem oft 30 und mehr Gewichtsprozente betragenden MgO-Gehalt, sind gerne F-führend.

Sie lassen sich etwa auf die Moleküle $\left[\text{Al}(\text{SiO}_4)_3\right]_{\text{R}_3^{\text{I}}}\text{Al}_2$, $\left[\text{Al}\left(\text{Si}\frac{\text{O}_3}{\text{F}_2}\right)_3\right]_{\text{R}_3^{\text{I}}}\text{Al}_2$, $[\text{Mg}(\text{SiO}_4)_3]\text{Mg}_5$, $[\text{Mg}(\text{SiO}_5)_3](\text{Mg}, \text{H}_2)_8$ berechnen. Kleine Mengen von Li weisen auf die Verwandtschaft mit dem eisenreichen Zinnwaldit hin. Dreiwertiges und zweiwertiges Eisen fehlen natürlich nie ganz, der Na_2O -Gehalt variiert in den gleichen Grenzen wie bei Muskowit. Sehr Mg-reich sind im allgemeinen auch die Mangano-phylle. Ein Gehalt an dreiwertigem, seltener zweiwertigem Mn (bis zu 9 Gewichtsprozente als Oxyd) hat diesen fluorfreien Glimmern den Namen verliehen. Unter ihnen sind Varietäten bekannt geworden, bei denen die Gesamtmenge des Al durch Fe^{++} ersetzt ist.

2. Gewöhnlicher Biotit. Die gewöhnlichen Biotite oder die gemeinen dunklen Glimmer enthalten neben Magnesium sowohl zweiwertiges, wie meistens auch etwas dreiwertiges Eisen. Nicht selten treten die Hauptmoleküle $\left[\text{Al}(\text{SiO}_4)_3\right]_{\text{R}_3^{\text{I}}}(\text{Al}, \text{Fe})_2$ und $[\text{Mg}(\text{SiO}_4)_3](\text{Mg}, \text{Fe})_5$ im Verhältnis 1:1 bis 2:1 auf.

Auch hier gilt, daß ein SiO_2 -Manko oft dazu zwingt, statt $[\text{Mg}(\text{SiO}_4)_3](\text{Mg}, \text{Fe})_5$ die Existenz von Verbindungen wie $[\text{Mg}(\text{SiO}_5)_3]\text{Mg}_8$ anzunehmen. Letztere können wieder teilweise hydrolysiert sein. Die gewöhnlichen, stets noch Mg-reichen Biotite heißen Meroxene, wenn sie die optische Achsenebene parallel (010) haben, und Anomite (seltener), wenn die optische Normale in (010) liegt.

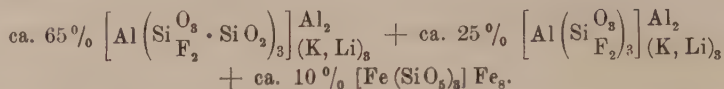
Von den gewöhnlichen Biotiten scheint eine kontinuierliche Mischkristallreihe zum

3. Lepidomelan zu führen. Dieser dunkle Glimmer ist Mg-arm, dagegen reich an FeO und Fe_2O_3 . Es kann molekular fast die Hälfte des Al durch dreiwertiges Eisen ersetzt und anderseits der MgO-Gehalt auf Spuren zurückgegangen sein.

Die Lepidomelane enthalten nicht selten etwas mehr Na_2O als die gewöhnlichen Biotite (meist um 1,5 Gewichtsprozente). Wie schon manche Meroxene, sind sie unter Umständen recht titanreich, wobei allerdings nicht zu selten TiO_2 wieder entmischt und als Rutil in Form eines Sagenitgewebes (vergl. Fig. 139) ausgeschieden wurde. Haughtonit ist eine weitere Bezeichnung für Fe^{++} -reiche Glimmer. Fe_2O_3 - und Mg-reich sind die Rubellane.

4. Zinnwaldit. Die farblosen, grauen, gelben, braunen bis dunkelgrünen Zinnwaldite (Lithionite) sind eisenoxydulreiche Lithionglimmer, die sich an den Lepidolith anschließen.

Den fluorhaltigen Lepidolithmolekülen ist in der Hauptsache das Molekül $[\text{Fe}(\text{SiO}_3)_3]\text{Fe}_3$ beigemischt. Molekular wie folgt berechnete Zusammensetzungen kommen häufig vor ($\text{K}:\text{Li}$ oft = 1:1).



Etwas F ist teilweise durch (OH) ersetzt, doch sind auch diese Glimmer, wie die Lepidolithe, relativ wasserarm. Li-haltig sind auch Polylithionit und Irvingit.

Allgemeine optische Verhältnisse: Trotz der großen chemischen Variabilität ist das optische Verhalten der Glimmer ein ziemlich einheitliches. Nur zwei Größen ändern sich relativ stark, die Größe des optischen Achsenwinkels und die Art der Absorption. Aber gerade diese zwei Merkmale sind oft innerhalb ein- und derselben Glimmergruppe extrem verschieden, so daß es nicht gelingt, auf Grund optischer Bestimmungen die chemische Zusammensetzung vorauszusagen. Charakteristisch für alle Glimmer im engeren Sinne ist der ausgesprochen optisch negative Charakter mit n_α genau oder nahezu genau senkrecht zur Spaltfläche. Der Winkel der optischen Achsen variiert etwa von $2V = 0^\circ$ (nahezu einachsige oder praktisch einachsige Glimmer) bis $2V = 50^\circ$. Da n_β um 1,6 liegt, variiert $2E$ von 0° bis ca. 80° . In den meisten Fällen bleiben daher mit einem Mikroskop von ca. 60° Apertur die Ausstichpunkte der optischen Achsen sichtbar. Der im allgemeinen kleine Winkel der optischen Achsen hat zur Folge, daß für Schwingungen parallel zur Spaltfläche (001), d. h. für n_β und n_γ , ähnliche Brechung und ähnliche Absorption bestehen. Tafeln \parallel (001) verhalten sich also oft nahezu wie Schnitte senkrecht zur optischen Achse eines optisch einachsigen Kristalls. Die ziemlich hohe bis hohe Doppelbrechung ist auf Schnitten senkrecht und schief zur Spaltform wahrnehmbar. Diese Schnitte lassen in Form eines parallelen Liniensystems die Spaltrisse erkennen. In bezug auf die Lage der Ebene der optischen Achsen unterscheidet man zwischen zweierlei Glimmern. Glimmer I. Art sind normalsymmetrisch, besitzen also horizontale Dispersion. Die Achsen-ebene ist senkrecht zu (010). Dazu gehören im allgemeinen die Muskowite, Paragonite, Anomite und die meisten Lepidolithe. Die Glimmer II. Art haben geneigte Dispersion mit (010) als Achsenebene. Die Meroklene und Lepidomelane, Phlogopite und Zinnwaldite verhalten sich vorzugsweise so. Wie auch bei fehlenden Umrissen durch Schlagfiguren die Zugehörigkeit zu der einen oder anderen Art dargetan werden kann, wurde bereits in der „Allgemeinen Mineralogie“, Seite 307 und 389 erläutert.

Im einzelnen ergeben sich folgende Charakteristika:

Muskowite. Im Dünnschliff meist völlig farblos, doch ist in Querschnitten die Absorption nach n_β und n_γ deutlich stärker als nach n_α .

$n_\beta = 1,58\text{—}1,61$, wohl in erster Linie mit steigendem Fe-Gehalt zunehmend. n_γ ähnlich n_β , $n_\gamma - n_\alpha$ um 0,04, von 0,035 bis 0,045 ansteigend, vielleicht mit dem

Fe⁺⁺⁺-Gehalt. 2E in den meisten Varietäten 55°–80°, häufig um 60°–70°. 2V also vorwiegend um 40° gelegen, eher kleiner werdend mit steigendem Fe⁺⁺⁺-Gehalt. Es gibt jedoch auch Muskowite mit sehr kleinem Achsenwinkel, bis hinunter zu 0°. Einige dieser anormalen Muskowite ergaben einen höheren SiO₂-Gehalt, erwiesen sich also als Phengite. Jedoch zeigen auch dem Chemismus nach unbekannte Sericite und Muskowite in Kalksilikatkelfen kleinen Achsenwinkel, und es scheint nicht gerechtfertigt zu sein, anzunehmen, daß allen diesen Varietäten ein höherer SiO₂-Gehalt zukommt. Stets ist $\rho > \nu$, doch ist die Dispersion oft eine schwache. n_α bildet mit c einen Winkel von 0° bis ca. 1°.

Die Fuchsite unterscheiden sich von den Muskowiten durch einen schwachen Pleochroismus. Man findet z. B. n_α = bläulich, n_β = gelbgrün, n_γ = bläulich-chromgrün.

Rosecelith ergab: n_α = 1,610–1,615, n_β = 1,685–1,682, n_γ = 1,704–1,692, jedoch mit stark variablem Achsenwinkel und kräftiger Dispersion $\nu > \rho$. Der Pleochroismus mit n_α = n_β = olivgrün, n_γ = grünbraun ist meist schon deutlich. Eine Felderteilung ist nicht selten.

Paragonit ist in jeder Beziehung muskowitähnlich und optisch von Kaliglimmer nicht unterscheidbar. Hier und da sind schwach grüne Farbentöne erkennbar.

Die Lepidolithe zeigen im allgemeinen eine niedrigere Lichtbrechung und Doppelbrechung als die Muskowite. n_β schwankt von 1,55–1,60; n_γ – n_α variiert von 0,025–0,04. Gegen die Zusammensetzung der Zinnwaldite hin nehmen Lichtbrechung und Doppelbrechung eher zu, während der Achsenwinkel öfters kleiner wird.

Es ist ρ meist größer als ν , doch ist die Dispersion schwach. 2V hat wieder vorzugsweise Werte, die um 40° liegen. Auch hier gibt es jedoch Vertreter mit kleinerem Achsenwinkel. Der Winkel n_α zu c verhält sich gleich wie bei den Muskowiten. Die Glimmer sind I. oder II. Art. Der Pleochroismus ist schwach. Parallel n_γ und n_β sind hier und da Rosafarbtöne wahrnehmbar.

Phlogopite. Auch bei ihnen liegt n_β um 1,6. n_γ – n_α = 0,04 und größer. Licht- und Doppelbrechung variieren in noch nicht genau angebbarer Weise mit der Zusammensetzung. Der Achsenwinkel ist meist klein, vorzugsweise liegt 2E zwischen 0° und 35°, das heißt, 2V schwankt zwischen 0° und 20°. Meist ist $\rho < \nu$. Die Absorption $n_\gamma > n_\beta > n_\alpha$ ist oft deutlich wahrnehmbar, beispielsweise:

n_α	n_β	n_γ
farblos	blaßgelb	
farblos	hellbraun	
blaßgelb	lachsfarben	
blaßgelb	braungrün	braunrot.

Die Phlogopite sind Glimmer II. Art. Sehr variabel sind die Verhältnisse des Pleochroismus bei den Manganophyllen, bei denen auch $\rho > \nu$ sein kann. Bei sehr manganreichen Gliedern können sich die Absorptionsverhältnisse sogar umkehren. n_β = n_γ = 1,58–1,64, 2V = 5° bis 35°.

Biotite (Meroxene und Anomite). Der Achsenwinkel dieser kräftig pleochroitischen Glimmer (mit starker Absorption für Schwingungen || (001), Fig. 153) ist meist klein mit variabler Dispersion. Es liegen: n_α vorzugsweise zwischen 1,54 und 1,61, n_β und n_γ zwischen 1,57 und 1,66. Meist ist die Doppelbrechung relativ hoch. n_γ – n_α = 0,03 bis 0,05 (selten höher). Oft ist n_α/c bereits merklich von 0° verschieden, Schiefen bis zu 4° wurden gemessen. Durchwegs ist die Absorption für Schwingungen parallel n_β und n_γ stärker als für Schwingungen parallel n_α .

Die Biotite I. Art (Anomite) sind stets braun, die Biotite II. Art (Meroxene) braun oder grün. Man hat z. B.

Analysenzusammenstellung heller Glimmerarten

	Muskowite						Phengit	Zinnwaldit	Lepidolith
	Aus Pegmatit Laufenberg	Aus Pegmatit Otjimbo	Aus Pegmatit Claro	Aus Pegmatit Donkerhuk	Aus Pegmatit Marobbia	Aus Pegmatit Kodarma	Aus metamorphem Pegmatit Rossa	Aus Li-Granit Zinnwald	Aus Pegmatit Nubee SW-Afrika
SiO ₂	45,18	44,85	45,56	45,09	45,16	16,21	50,79	48,55	48,80
TiO ₂	0,26	Sp	0,47	0,20	0,25	0,34	1,10	0,00	Sp
Al ₂ O ₃	36,62	36,95	35,78	34,32	33,69	38,10	26,53	21,79	24,44
Fe ₂ O ₃	2,76	1,54	1,92	3,31	4,44	1,97	2,94	0,00	2,34
FeO	0,00	1,36	0,51	1,43	0,50	0,00	1,34	0,00	0,00
MnO	Sp	Sp	0,11	0,07	Sp	Sp	0,95	0,51	1,48 als Mn ₂ O ₃
MgO	0,00	0,00	0,94	0,06	0,08	0,06	2,80	0,00	0,00
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na ₂ O	1,22	1,78	1,07	3,77	1,04	0,73	1,01	0,51	2,15
K ₂ O	9,48	9,13	10,03	8,10	9,37	8,98	9,71	10,21	9,26
Li ₂ O	—	—	—	—	—	—	—	3,78	4,93
Rb ₂ O + Cs ₂ O	—	—	—	—	—	—	—	—	2,33
H ₂ O ⁺	4,61	4,08	3,72	3,80	5,56	3,63	3,90	0,71	0,71
H ₂ O ⁻	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,88
F ₂	—	0,57	—	—	—	0,11	—	6,67	4,69
	100,13	100,26	100,13	100,15	100,09	100,08	100,17	102,94	102,30
Schwach rosafarbig		gelblich-weiß	gelblich-weiß	grünlich-weiß	apfelgrün	schwach rötlich-braun	grünlich	grauweiß	bräunlichrosa
n _α	1,557	1,553	1,544	1,560	1,557	1,553	1,556	1,541	1,529
n _β	1,593	1,584	1,592	1,593	1,594	1,592	1,599	1,571	1,561
n _γ	1,598	1,590	1,599	1,598	1,599	1,599	1,602	1,573	1,561
2 V	41° 20'	46° 20'	41° 24'	41° 44'	40° 30'	43° 20'	29° 20'	28° 47'	2° 55'
2 E	68° 26'	77° 00'	68° 34'	69° 18'	67° 00'	72° 00'	47° 48'	45° 58'	

Analysenzusammenstellung dunkler Glimmerarten

	Phlogopite		Gewöhnliche Biotite				Manganophylle			Lepidomelane	
	Långban	Mexiko	Gotthard	Ink- manier	Loderio (Tessin)	Val Calanca	Långban	Långban	Långban	Rockport (Mass.)	Persberg (Schweden)
SiO ₂	41,05	40,65	36,98	37,70	39,70	36,33	40,16	37,26	39,37	32,03	37,04
TiO ₂	0,00	0,65	1,71	1,99	2,23	2,79	0,00	Sp	0,00	3,42	2,12
Al ₂ O ₃	11,82	11,77	17,11	20,12	16,33	17,45	12,36	13,76	0,00	11,92	15,96
Fe ₂ O ₃	0,00	0,00	2,79	0,64	1,95	3,32	0,91	3,95	16,94	8,00	6,63
FeO	2,54	0,72	16,87	12,94	8,70	16,81	0,00	0,00	0,00	30,41	14,43
Mn ₂ O ₃		0,00	0,24		—	—	3,92	8,30	0,00	—	—
MnO		0,00	0,00	Sp	0,08	0,37	0,00	0,00	4,52	—	—
MgO	29,22	34,37	10,88	14,98	20,04	9,84	29,28	22,60	26,79	0,21	12,26
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,23	—
Na ₂ O	0,94	1,51	0,60	1,18	0,48	0,71	0,66	1,55	0,49	1,54	0,27
K ₂ O	9,04	4,81	10,82	7,82	7,81	9,44	9,03	8,60	8,67	8,46	8,37
Li ₂ O	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
H ₂ O ⁺	5,36	4,51	1,87	2,66	2,67	3,04	3,73	3,95	3,32	4,19	2,67
H ₂ O [—]	0,00	0,05	0,11	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	—	—
P ₂	—	1,93	—	—	—	—	—	—	—	—	0,44
Dichte	99,97	100,97	99,98	100,03	99,99	100,10	99,85	99,97	100,10	100,47	100,19
n _α	2,793	2,321	3,015	2,887	2,907	2,994	2,743	2,954	2,953		
n _β	1,548	1,540	1,589	1,573	1,566	1,582	1,558	1,573	1,622		
n _γ		1,565	1,625	1,622	1,630	1,632	1,582	1,610	1,636		
2V		4° 33'	klein	klein	3° 22'	klein	5° 15'	33° 30'	13° 40'		
Pleochroismus	sehr schwach	sehr schwach	sehr stark	sehr stark	sehr stark	sehr stark	sehr schwach	sehr stark	sehr stark	sehr stark	sehr stark
Farbe	bräunlich-grün	gelb	schwarz	schwarz	schwarz	schwarz	bläulich	braunrot bis schwarz	schwarz	—	rotbraun-schwarz

n_α	n_β und n_γ
hellgelb	tiefbraun bis schwarz
rötlich	braun bis schwarz
hellbraun	tiefbraunschwarz
hellgrün	tiefgrün, schmutziggrün, grünschwärz.

Das spezifische Gewicht steigt von 2,7 in magnesiumreichen Phlogopiten zu 3,3 in eisenreichen, dunklen Glimmern an.

Die Lepidomelane sind im allgemeinen stärker licht- und doppelbrechend als die gewöhnlichen Biotite. $n_\beta = n_\gamma =$ bis 1,67. Oft $\rho < \nu$. Unter den Farben herrschen besonders rötlichbraune bis kaffeebraune Töne vor.



Fig. 153. Pleochroismus des Biotits (1, 2, 3), herrührend von der starken Absorption für Schwingungen $\parallel (001)$. Die Schwingungsrichtung des einfach polarisierten Lichtes ist durch den vertikalen Faden veranschaulicht. Elaeolithsyenit, Bancroft, Ontario. Vergr. 70 fach.

Die Zinnwaldite besitzen $2E = 50^\circ - 70^\circ$, doch fällt auch hier $2E$ bis auf 0° . $n_\beta = 1,57$ bis 1,60. $n_\gamma - n_\alpha$ liegt um 0,03. $c/n_\alpha = 0^\circ$ bis 4° . ν schwach $> \rho$. Diese Glimmer sind im Dünnschliff farblos oder bereits pleochroitisch. Z. B.:

n_α	n_β, n_γ
farblos	bräunlichgrau
gelbbraun	rötlich bis dunkelbraun.

In zwei Tabellen (S. 330 und 331) finden sich chemische Daten und, soweit möglich, optische Verhältnisse für eine Reihe individueller Vorkommnisse zusammengestellt. Es muß der Zukunft überlassen bleiben, genauere Beziehungen zwischen Chemismus und optischem Verhalten aufzudecken.

Um zu zeigen, wie in relativ eng begrenztem Gebiet, während ein- und desselben Mineralisationsprozesses, die Zusammensetzung der Glimmer

variiert, seien aus der Gegend von Mansjö (Schweden) noch folgende Zahlen mitgeteilt. Es handelt sich um Biotit (1) in einem Pegmatitgang und kontaktpneumatolytisch gebildete Phlogopite (2—5) in den umgebenden Karbonatgesteinen (Durchwegs $v > \rho$).

	1. Biotit dunkel- schwarzbraun	2. Phlogopit grüngelb	3. Phlogopit dunkelbraun- gelb	4. Phlogopit dunkelbraun- schwarz	5. Phlogopit goldgelb
SiO ₂	34,03	40,95	40,80	40,47	39,41
TiO ₂	2,74	—	0,05	2,44	0,29
Al ₂ O ₃	18,46	13,14	13,16	14,66	13,44
Fe ₂ O ₃	2,01	0,85	1,84	2,42	2,27
FeO	21,54	1,71	2,16	0,65	0,15
MgO	8,06	28,03	26,72	26,64	29,18
CaO	0,50	0,40	0,46	0,50	1,87
BaO	—	—	—	—	1,28
K ₂ O	8,88	10,25	7,95	7,57	7,59
Na ₂ O	0,34	0,96	2,44	0,67	0,58
Li ₂ O	0,04	—	0,00	0,11	0,20
H ₂ O	3,29	2,06	2,95	2,09	2,33
F	0,25	3,15	2,89	2,44	1,55
Cl	—	—	—	—	0,21
Dichte	3,085	2,831	2,819	2,869	2,737
n_{α}	1,5887	1,5400	1,5452	1,5506	1,5425
n_{γ}	1,6311	1,5740	1,5795	1,5801	1,5750
$n_{\gamma}-n_{\alpha}$	0,0424	0,0340	0,0343	0,0295	0,0325
$2 V_{Na}$	$11^{\circ} 26'$	$3^{\circ}-6^{\circ}$	$4\frac{1}{2}^{\circ}$	$6^{\circ} 20'$	$2^{\circ}-3^{\circ}$

Spezielle Kennzeichen: Allen Glimmern gemeinsam ist die vorzugsweise tafelige bis blätterige oder feinschuppige Ausbildung nach einer Fläche, die einer höchst vollkommenen pinakoidalen Spaltbarkeit parallel geht. Die Glimmer kristallisieren monoklin, pseudohexagonal; die c-Achse ist Pseudohexagyre, die Spaltflächen sind daher gerne sechsseitig umgrenzt. Die Härte ist nicht hoch, 2—3, niedriger auf (001) als auf den Seitenflächen. Das spezifische Gewicht variiert vorzugsweise zwischen 2,7 und 3,2. Die dünnsten Glimmerblättchen sind elastisch biegsam. Die Schlag- und Druckfiguren auf (001) sind sechsstrahlige Sterne (vergl. „Allgemeine Mineralogie“, Fig. 307). Im besonderen gilt:

Muskovit: Perlmutter- bis Seidenglanz auf den Spaltflächen. Farblos, grau, weiß, haarbraun, rauchbraun, bräunlich, violettbraun, blaßgrün, blaßviolett, gelblich, seltener olivengrün oder rosenrot. Durchsichtig bis durchscheinend. Großblättrig (oft mit Einschlüssen) oder feinschuppig, seidenglänzend als Sericit. Wie letzterer sieht Paragonit aus. Fuchsit, meist feinschuppig, ist smaragdgrün. Roscoelith = olivengrün.

Lepidolith: Ausgezeichnet perlmutterglänzend, blätterig, kurzprismatisch bis schuppig. Rosenrot, pfirsichblütenrot, violettgrau, lila, gelblich, grau oder weiß. Oft auch Rb- und Cs-haltig.

Phlogopit: Perlmutter- bis halbmattglänzender Glanz auf der Basisfläche. Gelb, gelbbraun, rotbraun, auch grün oder fast farblos. Oft etwas kupferrote Reflexionsfarbe. Besonders bei den Manganophyllen ist diese bronze- bis kupferrote, halbmattglänzende Farbe zu finden. Wie bei manchen Muskowiten läßt sich öfters Asterismus wahrnehmen.

Gewöhnliche Biotite und Lepidomelan: Perlmutterglanz bis halbmattglänzender Glanz. Meist nur in dünnen Blättchen durchscheinend. Makroskopisch gewöhnlich tiefschwarz, braunschwarz oder grünschwarz. Dünne Blättchen etwa blutrot, braun oder grün. Durch Zersetzung wird Biotit grün, gelb mit metallischem Glanz (Katzengold) oder ausgebleicht.

Zinnwaldit: Perlmutterglänzend, hier und da mit Stich ins Metallische. Farbe blaßviolett, grau, gelblich, braun, auch dunkelgrün.

Physikalische Eigenschaften: Die zur mikroskopischen Diagnose verwertbaren optischen Eigenschaften sind bereits erwähnt worden (siehe Seite 328 ff.).

Muskowit ist ein gutes Isoliermaterial. Die Dielektrizitätskonstante schwankt oft zwischen den Werten 8 bis 9. Die magnetische Suszeptibilität ist parallel (001) stets größer als senkrecht dazu. Die Werte sind (offenbar infolge von Einschlüssen) sehr schwankend, häufig liegen sie, auf die Volumeneinheit bezogen, zwischen 10 und 30×10^{-6} C.-G.-S.-Einheiten. Die spezifische Wärme ist bei gewöhnlicher Temperatur um 0,20.

Auch Biotit ist ein besserer elektrischer Isolator als Glas. (Spezifischer Widerstand in $\Omega \cdot \text{cm} = \text{ca. } 10^{10}$). Für ultrarote Strahlen zwischen 1 und $4,5 \mu$ nimmt im allgemeinen die Durchlässigkeit mit steigendem λ zu. Eine Absorptionsbande liegt bei $2,9 \mu$. Zwischen 3 und 4μ ist ein Durchlässigkeitsmaximum. Maximum und Minimum werden mit steigender Temperatur flacher. Im allgemeinen nimmt mit steigender Temperatur die Durchlässigkeit als Ganzes ab. Biotit ist thermisch negativ. Achsenverhältnis des Isothermenellipsoids $a:c = \text{ca. } 2,5:1$. Spezifische Wärme wie bei Muskowit.

An Phlogopit ergab die Bestimmung der Kompressibilität in Megabar folgende Zahlen:

Druck:	0 Atm.	2000 Atm.	10000 Atm.
Kompressibilität $\times 10^6$:	2,34	2,24	1,99

An höchstens 0,3 mm dicken Glimmerplatten wurde nach einer vielleicht nicht ganz einwandfreien Methode die in der Spaltfläche gelegenen Dehnungsmoduln E für verschiedene Richtungen bestimmt. Das Maximum liegt parallel (010), das Minimum entspricht den 45° -Richtungen. In kg/mm^2 ist $E_{\text{max}} = 22133$, $E_{\text{min}} = 15543$.

Wie schon die Druckfiguren zeigen, besitzen die Glimmer ausgezeichnete Gleitflächen. Sie erzeugen auf der Basis oft eine Streifung. Auf das später anzugebende Achsenverhältnis bezogen haben die Hauptgleitflächen die Indizes (135), bzw. ($\bar{1}35$) und (205) bzw. ($\bar{2}05$). Sie sind ungefähr 66° gegen die Basis geneigt und entsprechen in der Seite 323 erwähnten hexagonalen Umdeutung einer Form (1125). Oft stellen sich danach treppenartig gebaute Scheinflächen ein. Bei Biotiten kann auch (104), bzw. ($\bar{1}04$) Gleitfläche sein. Trennungsflächen sind nach nicht näher

definierten Formen pseudohexagonaler Bipyramiden (bezw. Rhomboeder) erster Stellung vorhanden, z. B. nach $\langle \bar{1}12 \rangle$, $\langle 111 \rangle$ oder $\langle 114 \rangle$.

Die Glimmer sind oft verzwillingt, wobei in der Hauptsache die Basis Verwachsungsfläche ist. Man beschreibt die Verwachsung meistens als Kantennormalengesetz mit der Normalen auf $[1\bar{1}0]$ als Zwillingsachse. Es sind dann die Kanten $[110]$ und $[010]$ einander wechselweise parallel. Die nach einer Spaltfläche übereinander gelagerten Individuen können (001) oder $(00\bar{1})$ einander zukehren. Auch Drillinge nach diesem Gesetz treten auf.

Spezielle Morphologie: An den flächenreicheren Biotiten und Muskowiten kann man Achsenverhältnisse wie die folgenden bestimmen:

$$\begin{aligned} a:b:c &= 0,5773 : 1:3,293 & \angle \beta &= 90^\circ 0' \text{ (Des Cloizeaux) oder} \\ &= 0,57735 : 1:3,128 & \angle \beta &= 90^\circ 6' \text{ (Dana) oder} \\ &= 0,57735 : 1:3,2743 & \angle \beta &= 90^\circ 0' \text{ (Dana).} \end{aligned}$$

Es ist $\angle (001) / (\bar{1}11)$ ca. 81° . $\angle (110) / (\bar{1}\bar{1}0) = 60^\circ$ (für $a:b = 0,57735$). Beinahe 60° ist schon der Winkel $(221) / (\bar{2}\bar{2}1)$, er beträgt nämlich $59^\circ 48'$, wobei zugleich $\angle (221) / (001) = 85^\circ 36'$ ist. Man erkennt aus diesen Angaben den ausgesprochen pseudohexagonalen Charakter der Glimmer sowie die typisch planare Ausbildungsweise mit der sehr steilen Einheitsform. Die Basis ist weit vorherrschende, oft einzig erkennbare Wachstumsform. Indessen sind auch dicktafelige Glimmer mit deutlich rhomboederartiger Flächenverteilung bekannt, selbst spitzbipyramidale bis tonnenförmige Gestalten treten zur Seltenheit auf (Fig. 154). Die Biotitblätter können auch langgestreckt leistenförmig sein. Alle bekannten Wachstumsflächen der Glimmer gehören den Zonen an, die in hexagonaler Deutung die Bipyramiden erster und zweiter Stellung enthalten. Es sind das die Zonen $[110]$ und $[100]$ einerseits und $[310]$ und $[010]$ andererseits. Unter ihnen sind am flächenreichsten die erstgenannten Zonen, insbesondere $[110]$, so daß sich auf den vorderen Querflächen eine horizontale Streifung einstellen kann.

Es gehen somit alle Entwicklungszonen der Basisfläche und Spaltfläche parallel, wie das für planare Kristallisationstypen vorausgesagt wurde. Außer der Basis sind für Muskowite noch folgende relativ wichtigen Wachstumsformen zu erwähnen: $\langle 010 \rangle$, $\langle 221 \rangle$, $\langle 043 \rangle$, $\langle 332 \rangle$, $\langle 111 \rangle$, $\langle 112 \rangle$, $\langle 023 \rangle$, $\langle 131 \rangle$, $\langle 261 \rangle$, $\langle 334 \rangle$, $\langle 227 \rangle$, $\langle 5 \cdot 5 \cdot 12 \rangle$, $\langle 552 \rangle$, wobei zwischen $\langle hkl \rangle$ und $\langle \bar{h}kl \rangle$ nicht unterschieden wurde, da wegen $\beta \sim 90^\circ$ die Aufstellung nicht immer die gleiche gewesen zu sein scheint. Dazu kommen viele Vizinalen. Charakteristischerweise tritt $\langle 112 \rangle$ (bezw. genauer $\langle \bar{1}12 \rangle$) seltener auf als bei Biotit.

$\langle 001 \rangle$ ist oft fein gefältelt, auch fiederartig gestreift, mit oder ohne Zentralstrang. Zwillinge und Druckzwillinge sind recht häufig.

Die Biotite sind manchmal noch bedeutend flächenreicher als die Muskowite. $\langle 010 \rangle$, $\langle 111 \rangle$, $\langle 112 \rangle$, $\langle 023 \rangle$, $\langle 101 \rangle$ sind (wiederum ohne Rücksicht auf Vorzeichen) Hauptformen. Kombinationen mit $\langle 132 \rangle$ und $\langle \bar{1}01 \rangle$ sind oft rhomboederähnlich. Die Flächen parallel $[110]$ sind nicht selten nach der Zonenachse gestreift. In Figur 155 sind in rhombischer Deutung (das heißt ohne Rücksicht auf den am Einzelkristall deutlich erkennbaren Unterschied zwischen $\langle hkl \rangle$ und $\langle \bar{h}kl \rangle$) die bekannten Wachstumsformen eingetragen. Man erkennt die einfachen zonalen Beziehungen, die

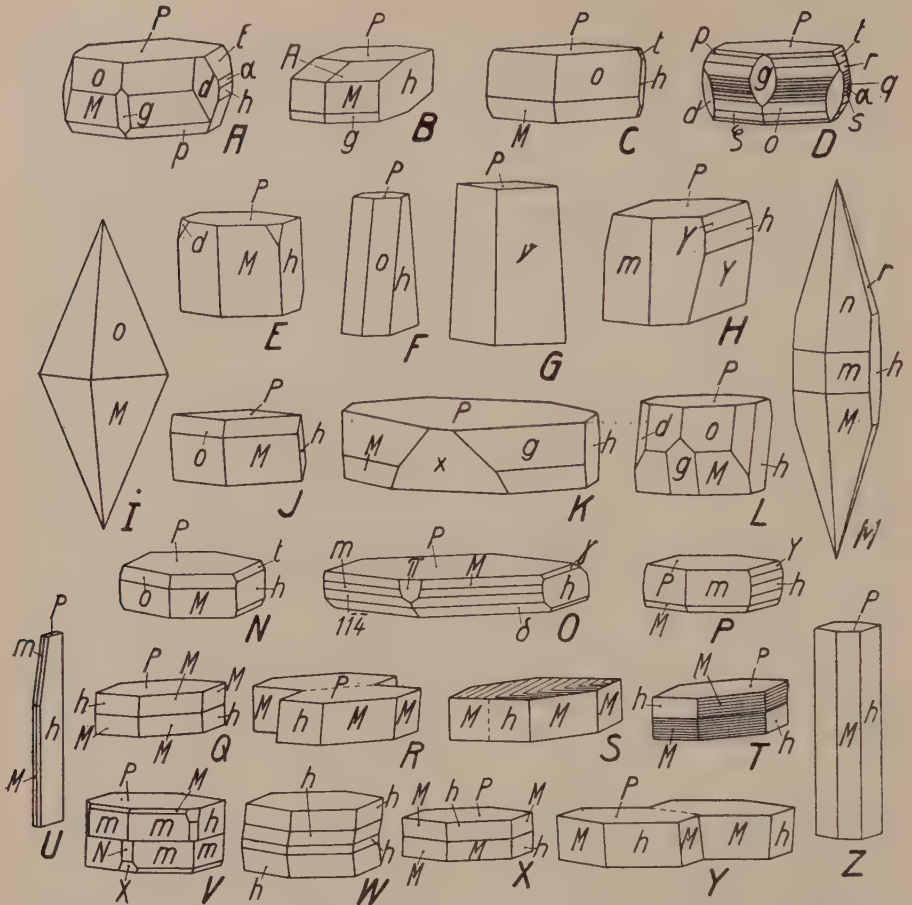


Fig. 154. Habistypen von Glimmer: Lepidomelan (F, H, Z), Manganophyll (N, U), Meroxen (E, L, Q, X), Muskowit (B, G, P, V), Phlogopit (S, W), Zinnwaldit (O, T). $P\langle 001\rangle$, $\gamma\langle 017\rangle$, $t\langle 023\rangle$, $Y\langle 043\rangle$, $s\langle 032\rangle$, $\alpha\langle 021\rangle$, $q\langle 061\rangle$, $h\langle 010\rangle$, $\pi\langle 201\rangle$, $g\langle 101\rangle$ (in B und K steht g für $\langle 110\rangle$), $x\langle 102\rangle$, $A\langle 1\cdot 1\cdot 34\rangle$, $p\langle 114\rangle$, $o\langle 112\rangle$, $M\langle 111\rangle$, $m\langle 221\rangle$, $v\langle 552\rangle$, $n\langle 334\rangle$, $\zeta\langle 113\rangle$, $\delta\langle 1\cdot 1\cdot 11\rangle$, $X\langle 131\rangle$, $N\langle 261\rangle$, $d\langle 132\rangle$. Als Fundorte werden angegeben: Baikal (C, J); Burgess, Canada (S); Had-dam Neck, Conn. (G); Gr. Harstigen (U); Ilmengebirge (I, M); Kangerdluarsuk (O); Langban (N); Langesundfjord (F, H, Z); Moskau (W); Rothenkopf (P); Sulzbachtal (B, V); Vesuv (A, E, L, Q, X); Zinnwald (T). Da β sehr genau 90° beträgt, ist die Unterscheidung der positiven und negativen Formen, namentlich bei ihrer großen Zahl, oft schwierig. Bei Verwendung des Vorzeichens obiger Symbole wären K, M, P und U umzukehren. — Die pseudorhomboedrische Ausbildung kann soweit gehen, daß gewisse Kombinationen direkt rhomboedrisch gezeichnet und symbolisiert worden sind (D). Die spitzbipyramidale (I, F, M), prismatisch-säulige (E, G, Z) und insbesondere die nach $\langle 010\rangle$ blätterige Ausbildung (U) ist zu beachten. Die Zwillingbildung ist mannigfaltig. Die gegenseitige Stellung der Individuen ist aus den schematischen Figuren R und Y ersichtlich. Gewöhnlich ist die Basis Verwachsungsebene. Nach dem Typus R sind Q, S, T (mit charakteristischer Streifung) und V gebaut. Zu Y gehört X. Beide Typen sind in W vereinigt (die dreifache Stellung von h ist zu beachten; die anderen Seitenflächen gehören M an). Zwillingverwachsungen nach Art von S sind seltener.

Feldspäten (insbesondere Orthoklas), Feldspatvertretern, Topas, Andalusit, Disthen, Korund, Turmalin, Cordierit, Beryll, Skapolith, auch Granat und Zoisit. Die entstehenden Pseudomorphosen, die aber oft Gemenge darstellen, haben verschiedene Namen erhalten. Muskowite bilden sich in den letzten Stadien der Tiefengesteinsbildung, bereits unter dem Einfluß der leichtflüchtigen Substanzen. In Pegmatiten treten große Platten auf, in denen nicht selten Turmaline, Granate u. a. Pegmatitmineralien eingeschlossen sind. Muskowit (Fig. 156) und Sericit



Fig. 156. Sericitschiefer von Disentis, zwischen gekreuzten Nicols. Muskowitblättchen und -schüppchen durchziehen in Form langgezogener, parallel verlaufender Strähne den ganzen Dünnschliff. 35 fache Vergr.

sind auch wichtige Gemengteile metamorpher Gesteine der Meso- und Epizone. Ihre Widerstandsfähigkeit läßt sie in klastischen, sedimentären Gesteinen wieder erscheinen. Lepidolithe und Zinnwaldite sind typisch pneumatolytische Mineralien der Pegmatite und Zinnsteinlagerstätten. Auch der fluorführende Phlogopit ist vorzugsweise in pneumatolytischen Kontaktzonen zu finden (besonders in metamorphen dolomitischen Gesteinen). Biotit ist in erster Linie Eruptivgesteinsgemengteil. Nicht selten sieht man, wie er sich an Stelle von Augit oder Hornblende in einem späteren Stadium gebildet hat. Andererseits ist er in Ergußgesteinen wieder korrodiert und zum Teil in Olivin, Magnetit, Augit oder in Hornblende umgewandelt. TiO_2 entmischt sich bei tieferen Temperaturen aus Glimmer und bildet dann oft ein sogenanntes

Sagenitgewebe (Fig. 139). Radioaktive Mineralien erzeugen in dem an sich pleochroitischen Glimmer schöne pleochroitische Höfe (Fig. 144). Auch in metamorphen Gesteinen der Kata- und Mesozone ist Biotit häufig. Verwachsungen mit Hornblenden, Neubildungen um Granat, Skapolith und Hornblende sind dann wahrnehmbar. Der Lepidomelan hat ähnliches Vorkommen wie Biotit, findet sich jedoch vorzugsweise in relativ alkalireichen Eruptivgesteinen. Die Manganophylle, Fuchsite, Roscoelithe usw. sind auf besondere, für die speziell darin vorkommenden Elemente typische Lagerstätten beschränkt.

Sprödglimmergruppe. Monoklin pseudohexagonal

Allgemeine Übersicht: Zur Sprödglimmergruppe rechnet man glimmerähnliche, jedoch kieselsäurearme Silikate, die bei guter pinakoidaler Spaltbarkeit spröde sind.

In folgender, rein die stöchiometrischen und nicht die strukturell konstitutionellen Verhältnisse berücksichtigender Weise können wir uns ein Bild machen von der Zusammensetzung dieser Gruppe und der Verwandtschaft mit den Glimmern und Chloriten.

Das in den Glimmern auftretende Silikat $[\text{SiO}_4]_3 \text{H}_2^{\text{Mg}_5}$ kann mit Molekülen isomorph sein, die den bei Silikaten so häufigen Atomersatz „Al“ tritt an Stelle von SiMg“ aufweisen. Um recht deutlich zu demonstrieren, daß Al teils an Stelle des im Salzanteil sich befindenden Si, teils an Stelle des basischen Mg tritt, wollen wir $2[\text{SiO}_4]_3 \text{H}_2^{\text{Mg}_5}$ schreiben zu $[\text{SiO}_6 \cdot \text{SiO}_2]_3 \text{H}_4^{\text{Mg}_{10}}$. Wir finden dann, daß in den Sprödglimmern

Moleküle auftreten wie: $[\text{SiO}_6 \cdot \text{AlO}_2]_3 \text{H}_4^{\text{Al}_3} = \text{M}_I$, bei denen die Hälfte des Si durch Al ersetzt ist. Meistens sind aber die Sprödglimmer noch tonerdereicher, so daß notwendig angenommen werden muß, daß bis zu einem gewissen Prozentsatz sogar Verbindungen

wie $[\text{AlO}_4]_3 \text{H}_2^{\text{Al}_3} = [\text{AlO}_6 \cdot \text{AlO}_2]_3 \text{H}_4^{\text{Al}_6} = \text{M}_{II}$ beigemischt sein können. Dazu können

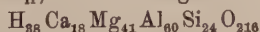
Verbindungen kommen wie $[\text{SiO}_5 \cdot \text{AlO}_2]_3 \text{H}_6^{\text{Al}_3} = \text{M}_{III}$ usw.

Im einzelnen ergibt sich folgendes:

1. Ca-führende Sprödglimmer. Die Mineralien Xanthophyllit (= Waluewit), Brandisit (= Disterrit) und Clintonit (= Seybertit) sind wasserhaltige Mg-Ca-Al-Silikate.

Sie lassen sich als Mischkristalle der oben abgeleiteten Moleküle M_I und M_{II} darstellen. Man hat ungefähr:

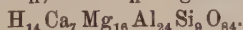
Clintonit = $8\text{M}_I + 1\text{M}_{II}$, mit R^{II} ungefähr $\text{Mg}:\text{Ca} = 21:9$. Das ergibt:



oder bei Ersatz von 1H_2 durch Mg die gewöhnlich angenommene Formel



Brandisit = $6\text{M}_I + 1\text{M}_{II}$, mit R_{II} ungefähr $\text{Mg}:\text{Ca} = 16:7$. Das ergibt:



Xanthophyllit = $10 M_I + 3 M_{II}$, mit R^{II} ungefähr $Mg : Ca = 28 : 13$. Das ergibt:
 $H_{53} Ca_{26} Mg_{53} Al_{96} Si_{30} O_{312}$
 oder bei Ersatz von etwas H durch Mg die gewöhnlich angenommene Formel
 $H_{36} Ca_{18} Mg_{28} Al_{48} Si_{15} O_{156}$.

In allen drei Varietäten ist etwas Al durch Fe^{++} ersetzt, vielleicht auch etwas Mg durch Fe^{++} . Der Tonerdegehalt beträgt um 40 Gewichtsprocente der Gesamtanalysen. Der H_2O -Gehalt ist ebenso wie das Verhältnis $Ca : Mg$ variabel.

2. Chloritoid. Manche Analysen deuten auf das einfache Verhältnis $SiO_2 : Al_2O_3 : FeO : H_2O = 1 : 1 : 1 : 1$, entsprechend den Formulierungen $[SiO_6]_{(Fe, Mg)}^{Al_2} \cdot H_2O = [SiO_5 \cdot AlO_2]_{H_2}^{Al_{(Fe, Mg)}}$ (oder trimer, zum Vergleich mit den übrigen Sprödglimmern = $[SiO_5 \cdot AlO_2]_3^{Al_{(Fe, Mg)_3}}$).

In den gewöhnlichen Chloritoiden herrscht Fe weit über Mg vor. Im Sismondin tritt etwas Mn an Stelle von Fe. Salmit ist noch Mn-reicher. In den sogenannten Ottrelithen scheint mehr SiO_2 vorhanden zu sein, entsprechend Molekülen $[SiO_6 \cdot SiO_2 \cdot AlO_2]_{H_2}^{Al_{(Fe, Mg)}}$, doch ist nicht ganz sicher, ob die diesbezüglichen, analysierten Vorkommnisse frei von Quarzeinschlüssen waren.

3. Zu den Sprödglimmern im weiteren Sinne kann man auch den Margarit oder Kalkglimmer rechnen. Die Zusammensetzung kommt dem Verhältnis $SiO_2 : Al_2O_3 : CaO : H_2O = 2 : 2 : 1 : 1$ nahe. In einfachster Formulierung ergibt dies $[SiO_6]_2^{Al_4 Ca_2 H_4}$.

Die Analogie mit den übrigen Sprödglimmern wird offensichtlich, wenn wir Margarit als $1[SiO_6 \cdot SiO_2]_3^{Al_6} \cdot 2[SiO_6 \cdot AlO_2]_3^{Al_6 Ca_3 H_3}$ schreiben. Alle Margarite enthalten etwas Na_2O mit kleinen Mengen von K_2O . Mg vertritt nur in geringem Maße Ca.

Optische Verhältnisse: Die Sprödglimmer sind teils optisch negativ, teils optisch positiv. Folgende Daten charakterisieren die einzelnen Arten und Varietäten.

	n_α	n_β	n_γ	2 V	Opt. Char.	Orientierung	
Clintonit . .	1,646	1,657	1,658	0—10°	—	n_α nahezu ⊥ (001)	Es gibt auch farblose normal- symmetri- sche Spröd- glimmer mit niedriger Licht- brechung
	farblos	schwach bräunlich		$\rho < \nu$ schwach		$n_\gamma \parallel b$	
	auch farblos						
Brandisit . .	1,648	1,660	1,660	0—35°	—	n_α nahezu ⊥ (001)	
	blaßgelb	blaßgrün		? $\rho < \nu$		$n_\beta \parallel b$	
	auch fast farblos						
Xanthophyllit	1,649	1,660	1,661	15—40°	—	n_α nahezu ⊥ 001	
	rötlich- braun	grün		$\rho < \nu$		$n_\beta \parallel b$	

	n_α	n_β	n_γ	2 V	Opt. Char.	Orientierung	
Chloritoid . .	1,73		1,74	36—60°	+	n_γ / c 0—25°	Die verschiedenen Varietäten sind optisch noch nicht unter- scheidbar
	olivgrün und gelbgrün blaugrün bis bis pflaumenblau farblos			$\rho > \nu$ stark		$n_\alpha \parallel b$ oder $n_\beta \parallel b$	
Margarit . .	1,632	1,643	1,645	0—67°	—	$n_\alpha / c = 6^\circ$	
	farblos			$\rho < \nu$		$n_\beta \parallel b$	

Die enge Verwandtschaft von Clintonit mit Brandisit und Xanthophyllit ist offensichtlich. Mit steigendem Gehalt an Tonerde (Molekül M_{II}) nimmt die Lichtbrechung etwas zu. Vom Chloritoid sind die Varietäten Ottrelith und Sismondin optisch nicht zu unterscheiden. Der Pleochroismus dieser wichtigen gesteinsbildenden Mineralien ist im Dünnschliff oft sehr deutlich zu sehen, kann aber auch nur schwach sein.

Makroskopisch sind Margarit (perlgrau) und Xanthophyllit oft völlig farblos. Im übrigen gehen die speziellen Kennzeichen aus nachstehender Zusammenstellung hervor.

Spezielle Kennzeichen:

	Farbe	Härte	Spez. Gew.	Spaltbarkeit
Clintonit . .	Farblos, rötlich bis kupferrot; grünlich, schwarz durch Kohle	4—5	3,1	Vollkommene Spaltbarkeit nach Basis. Ähnliche Schlag- u. Druckfiguren wie bei Glimmer
Brandisit . .	Meist lauchgrün bis schwärzlichgrün	4—5—6 Basis	3,0—3,1	
Xanthophyllit	Farblos, wachsgelb, grasgrün, lauchgrün, bräunlich, gelblichgrün	4—5—6 Basis	3,0—3,1	
Chloritoid . .	Schwarz, dunkelgrün, grün-schwarz	5—6 $\frac{1}{2}$	3,5—3,6	Ziemlich vollkommene Spaltbarkeit nach (001), auch schief dazu spaltbar
Margarit . .	Weiß, rötlich, gelblich, perlgrau	3 $\frac{1}{2}$ —4 $\frac{1}{2}$	2,99—3,08	Sehr vollkommene Spaltbarkeit nach (001). Wie Glimmer

Spezielle Morphologie: Das Achsenverhältnis der monoklinen, pseudohexagonalen Kristalle (Fig. 157), ist, soweit Messungen möglich waren, praktisch gleich dem bei den Glimmern gefundenen. Die gleichen Zwillingsbildungen finden sich hier wie dort. Oft sind die Kriställchen

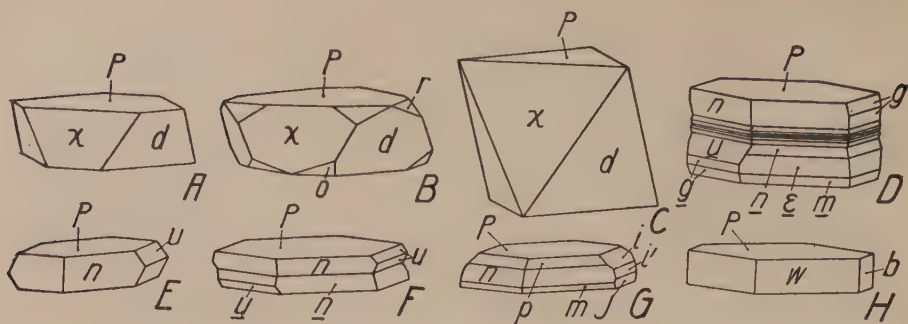


Fig. 157. Habitusbilder der Sprödglimmer. Waluewit (= Xanthophyllit; A—C, Achmatowsk), Brandisit (D—F, Monzoni, Chamonix), Seybertit (= Clintonit; G, Amity N. Y.), Ottrelith (H, Newport). $P\langle 001\rangle$, $r\langle 014\rangle$, $i\langle 027\rangle$, $u\langle 012\rangle$, $i'\langle 056\rangle$, $J\langle 052\rangle$, $g\langle 091\rangle$, $b\langle 010\rangle$, $\chi\langle 102\rangle$, $o\langle 118\rangle$, $p\langle 114\rangle$, $n\langle 337\rangle$, $\epsilon\langle 667\rangle$, $w\langle 9\cdot 9\cdot 10\rangle$, $m\langle 221\rangle$, $d\langle 134\rangle$ (positive und negative Formen nicht gesondert symbolisiert). Das der hexagonalen Metrik sehr nahe kommende Achsenverhältnis und die übereinstimmende Neigung von χ und d gegenüber c bewirken das rhomboedrische Aussehen der Waluewitbilder. An B wird überdies durch $\pm o$ und r ein trigonales Skalenoeder vorgetäuscht. — E zeigt die einfache seitliche Begrenzung der Brandisittäfelchen. Gewöhnlich sind dieselben jedoch verzwilligt und zwar so, daß $[110]$ des einen mit $[010]$ des anderen zusammenfällt, wobei die Basis Verwachsungsebene ist (F). Indem die beiden Richtungen der $[110]$ -Zonen gleich berücksichtigt werden, entstehen dicktafelige Viellinge, deren Seitenflächen gerieft erscheinen oder auch deutlich ein- und ausspringende Winkel aufweisen. Ganz ausgeprägten hexagonalen Habitus hat der Ottrelithkristall H, wogegen am Seybertitbild G die zu einer Fläche (hhl) hexagonal zugehörige ($0hl$)-Fläche nicht ausgebildet ist.



Fig. 158. Ottrelithschiefer aus den Ardennen im einfach polarisierten Licht mit einem durch Sanduhrstruktur ausgezeichneten Kristall. 40 fache Vergr.

intensiv polysynthetisch verzwillingt. Stets ist die Ausbildung eine tafelige. Nur die Basis ist gewöhnlich glatt und glänzend, die Seitenflächen sind oft gerundet und runzelig. $\langle 102 \rangle$, $\langle 104 \rangle$, $\langle 011 \rangle$, $\langle 118 \rangle$, $\langle 119 \rangle$, $\langle 114 \rangle$, $\langle 221 \rangle$, $\langle 667 \rangle$, $\langle 337 \rangle$, $\langle 027 \rangle$, $\langle 052 \rangle$, $\langle 012 \rangle$ u. a. als Wachstumsformen lassen erkennen, daß auch die zonale Verteilung derjenigen der Glimmer entspricht. Übrigens sind in der Projektion Fig. 155 die wichtigeren, an Sprödglimmern konstatierten Formen mit eingezeichnet worden.

Vorkommen: Alle Sprödglimmer sind Mineralien in metamorphen Gesteinen der Meso- bis Epizone (Fig. 158). Der Margarit ist in Smirgelgesteinen und Chloritschiefern zu Hause. Clintonit, Brandisit und Xanthophyllit finden sich in epimetamorphen, karbonathaltigen Gesteinen oder als Pseudomorphosen nach Augiten. Die Chloritoide sind in epimetamorphen Tonschiefern sehr häufig. Parallelverwachsungen mit Muskowit und Chlorit sind hierbei keine Seltenheit. Umwandlungen in Chlorit wurden konstatiert.

Chloritgruppe. Monoklin pseudohexagonal

Allgemeine Übersicht: Die Zusammensetzung der Chlorite, d. h. der relativ kieselsäurearmen, alkalifreien, wasserhaltigen Mg-Fe-Silikate mit glimmerähnlichen morphologischen Eigenschaften, ist sehr variabel. Es ist bis heute nicht möglich gewesen, in allen Fällen die Beziehungen des Chemismus zwischen den verschiedenen Gliedern klarzustellen. Indessen lassen sich einige Hauptzüge des chemischen Verhaltens bereits erkennen. Die Verwandtschaft zur Glimmer- und Sprödglimmergruppe wird am offensichtlichsten, wenn wir einen ähnlichen Gang wie im vorhergehenden Abschnitt einschlagen.

Aus den in den Glimmern auftretenden Molekülen $[\text{SiO}_4]_3 (\text{Mg}, \text{H}_2)_6$ mit etwas variablem Verhältnis von Mg zu H_2 läßt sich das Molekül $[\text{SiO}_6 \cdot \text{SiO}_2]_3^{\text{Mg}_{10}}$ ableiten (siehe S. 339). In den sogenannten Orthochloriten tritt nun nach *Tschermaks* Berechnungen ein etwas stärker hydrolysiertes Molekül dieser Art auf. Es ist $[\text{SiO}_6 \cdot \text{SiO}_2]_3^{\text{Mg}_9} \cdot 3\text{H}_2\text{O}$. Da alle Verhältniszahlen durch 3 teilbar sind, können wir es einfacher als $[\text{SiO}_6 \cdot \text{SiO}_2]_{\text{H}_2}^{\text{Mg}_3} \cdot \text{H}_2\text{O}$ schreiben. Dieses Molekül liegt dem Serpentin zugrunde, und die genannten Beziehungen lassen sofort verstehen, warum Olivin ($= [\text{SiO}_4](\text{Mg}, \text{Fe})_2$) leicht serpentinisiert wird. Die Orthochlorite unterscheiden sich dadurch vom Serpentin, daß bei ihnen wieder wie in der Sprödglimmergruppe Si Mg durch Al_2 in wechselndem Verhältnis ersetzt ist. Es genügt hier aber, als zweites Endglied der Mischungsreihe ein in der Natur auftretendes Mineral, den Amesit, von der Zusammensetzung $[\text{SiO}_6 \cdot \text{AlO}_2]_{\text{H}_2}^{\text{Al}} \cdot \text{H}_2\text{O}$ anzunehmen. Es ist

das im Grunde genommen das Molekül M_1 der Sprödglimmergruppe, nur ist es etwas stärker hydrolysiert und Ca-frei. Bedenkt man, daß bis zu einem gewissen Prozentsatz Mg stets durch Fe ersetzbar ist, so gelingt es, eine große Zahl von Chloriten, eben die sogen. Orthochlorite, als Mischkristalle des Serpentinmoleküles (Sp) mit dem Amesitmolekül (At) darzustellen. Und aus der oben gegebenen Ableitung ist erkennbar, warum die Biotite, die neben einem olivinartigen Molekül noch Tonerdesilikatmoleküle enthalten, leicht in solche Orthochlorite überführbar sein werden.

In der Orthochloritreihe unterscheidet man im einzelnen:

Pennine mit $Sp \succ At$;

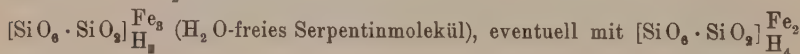
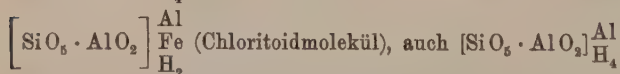
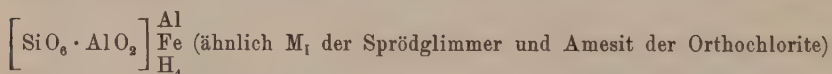
Klinochlore mit $Sp \sim At$;

Prochlorite und Korundophilite mit $At \succ Sp$;

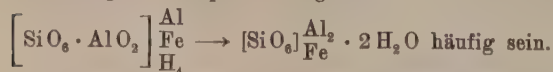
Amesit, reines At.

Der Gehalt an Fe_2O_3 (an Stelle von Al_2O_3) ist in diesen Chloriten nie sehr groß. Nur in wenigen, unsicheren Fällen ist molekular $FeO \succ MgO$, ja Fe kann auch nur in Spuren vorhanden sein. Die At-reicheren Chlorite können am ehesten eisenreich sein. Sobald der FeO- oder der Fe_2O_3 -Gehalt größer wird, stellen sich im übrigen abweichende Verhältnisse ein. Man nennt diese neuen Glieder der Chloritgruppe die Leptochlorite. Der Unterschied der Leptochlorite von den Orthochloriten besteht (abgesehen vom häufigen Ersatz des Mg durch Fe $\cdot\cdot$, und oft des Al durch Fe $\cdot\cdot\cdot$) in der Hauptsache darin, daß die Leptochlorite sich chemisch mehr an die Sprödglimmer anschließen. Sie sind wasserärmer als Serpentin und Amesit.

Das für Sp und At typische, angelagerte H_2O fehlt. Es scheint, als ob beim Ersatz des Mg durch Ca oder Fe dafür kein genügender Raum mehr vorhanden ist. In der Tat gelingt es, die Analysen der Leptochlorite zu deuten, wenn man Moleküle annimmt wie:



Doch kann auch aus diesen Molekülen wieder H_2O austreten und sich wie lose gebundenes Kristallwasser verhalten. Da die Leptochlorite ihr H_2O im allgemeinen bei niedrigerer Temperatur abgeben als die Orthochlorite, müssen Umlagerungen wie



Weil wir über die Art der Wasserbindung noch nicht genügend orientiert sind, wollen wir bei der nachfolgenden Aufzählung einiger besser bekannten Leptochlorite nur die erstgenannten Formeln benutzen.

Cronstedtit kommt der Zusammensetzung $\text{FeO} : \text{Fe}_2\text{O}_3 : \text{SiO}_2 : \text{H}_2\text{O} = 4 : 2 : 3 : 4$ nahe. Sie entspricht $2 \left[\text{SiO}_5 \cdot \text{Fe}^{\cdots} \text{O}_2 \right]_{\text{H}_2}^{\text{Fe}^{\cdots}} \cdot 1 [\text{SiO}_6]_{\text{H}_4}^{\text{Fe}_2^{\cdots}}$. Andere Analysen führten zu den durch die Formeln $1 \left[\text{SiO}_5 \cdot \text{Fe}^{\cdots} \text{O}_2 \right]_{\text{H}_2}^{\text{Fe}^{\cdots}} \cdot 1 [\text{SiO}_6]_{\text{H}_4}^{\text{Fe}_2^{\cdots}}$ bzw. $\left[\text{SiO}_5 \cdot \text{Fe}^{\cdots} \text{O}_2 \right]_{\text{H}_2}^{\text{Fe}^{\cdots}} \cdot [\text{SiO}_6 \cdot \text{SiO}_2]_{\text{H}_4}^{\text{Fe}_2^{\cdots}}$ und $\left[\text{SiO}_6 \cdot \text{Fe}^{\cdots} \text{O}_2 \right]_{\text{H}_6}^{\text{Fe}_3^{\cdots}}$ deutbaren Verhältnissen. Es ist also eine gewisse Variabilität vorhanden, die als Mischkristallbildung anzusehen sein wird. Cronstedtit ist sozusagen tonerdefrei. Mg- und Mn-Gehalt sind gering (bis 3% MnO, bzw. 5% MgO).

Thuringit ist tonerdereicher, sonst jedoch dem Cronstedtit nahe verwandt. Lediglich der H_2O -Gehalt scheint hier und da etwas höher zu sein.

Chamosit ist zum Teil ein ferriarmer Cronstedtit, hier und da von der Zusammensetzung $\left[\text{SiO}_6 \cdot \text{AlO}_2 \right]_{\text{H}_2}^{\text{Al}} \cdot [\text{SiO}_6]_{\text{H}_4}^{\text{Fe}_2}$.

Strigovit besitzt das Verhältnis $(\text{Fe}, \text{Mn})\text{O} : (\text{Al}, \text{Fe})_2\text{O}_3 : \text{SiO}_2 : \text{H}_2\text{O} = 2 : 1 : 2 : 2$, ist also $2 \left[\text{SiO}_5 \cdot \text{AlO}_2 \right]_{\text{H}_2}^{\text{Al}} \cdot 1 [\text{SiO}_6 \cdot \text{SiO}_2]_{\text{H}_4}^{\text{Fe}_2}$.

Ein erheblicher Teil des Eisens ist durch Mangan ersetzt. Auf 16,6 Gewichtsprozent Al_2O_3 kommen 11,4 Gewichtsprozent Fe_2O_3 .

Griffithit. Das Verhältnis $(\text{Mg}, \text{Fe}, \text{Ca})\text{O} : (\text{Al}, \text{Fe})_2\text{O}_3 : \text{SiO}_2 : \text{H}_2\text{O} = 4 : 1 : 5 : 7$ führt auf die Formel $[\text{SiO}_5 \cdot \text{SiO}_2]_{\text{H}_2}^{\text{Mg}_3} \cdot \left[\text{SiO}_6 \cdot \text{AlO}_2 \right]_{\text{H}_2}^{\text{Al}} \cdot \text{Mg}$.

Delessit. Die Zusammensetzung dieses Fe^{\cdots} -, Mg-, Al- und Fe^{\cdots} -führenden Mineralen ist variabel. $[\text{SiO}_6 \cdot \text{SiO}_2]_{\text{H}_2}^{\text{Fe}_3}$, $\left[\text{SiO}_6 \cdot \text{AlO}_2 \right]_{\text{H}_4}^{\text{Al}}$, $[\text{SiO}_5 \cdot \text{AlO}_2]_{\text{H}_4}^{\text{Al}}$ im Verhältnis 1 : 1 : 1 veranschaulichen eine mittlere Zusammensetzung.

Stilpnomelan ist ein ziemlich kieseläurereicher Ferro-Ferri-Chlorit mit etwas Al und Mg an Stelle von Fe^{\cdots} und Fe^{\cdots} . Die Zusammensetzung ist noch ganz ungewiß. Vielleicht entspricht eine Verbindung $[\text{SiO}_6 \cdot \text{SiO}_2 \cdot \text{SiO}_2]_{\text{H}_2}^{\text{Fe}_2^{\cdots}} \cdot [\text{SiO}_6 \cdot \text{SiO}_2]_{\text{H}_4}^{\text{Fe}_2^{\cdots}}$ mittleren Verhältnissen. Oft scheint etwas Ca vorhanden zu sein.

Es ist insbesondere das Auftreten der Chlorite in dichten Aggregaten einer analytisch-chemischen Untersuchung hinderlich, so daß in Einzelheiten kaum eine der Leptochloritformeln sichergestellt ist. Im großen ist jedoch der Zusammenhang zwischen den chemischen Verhältnissen, welche die Glimmer, Sprödglimmer und Chlorite darbieten, deutlich erkennbar. In den Glimmern treten neben R^{II} -Silikaten Alkali-Alumosilikate auf. Die Sprödglimmer und Chlorite sind in der Hauptsache frei von Alkalien. Statt der H-armen, olivinartigen Moleküle, die sich in dem dunklen Glimmer befinden, führen sie entsprechend hydrolysierte Moleküle, die durch den Ersatz von SiMg durch Al_2 wieder sesquioxydführend geworden sind. Die Sprödglimmer und Chlorite werden daher einerseits an Stelle der Glimmer treten, wenn die Alkalien zurücktreten, d. h. wenn ein hoher Tonerde- oder Fe_2O_3 -Überschuß vorhanden

Orthochlorite

	n_α	n_β	n_γ	Char.	2 V	Orientierung
Serpentin (Antigorit)	1,560	1,570	1,571	—	variabel	n_α/c praktisch 0°
	geringer Pleochroismus, farblos, grünlich, gelblich					
Pennine	1,576	1,578	1,579	—	klein	$n_\alpha \perp$ Spaltbarkeit n_α/c nahe zu 0° $n_\gamma \perp$ Spaltbarkeit n_γ/c nahe zu 0° $n_\beta = b$
	fast farblos	grün		$\rho > \nu$		
	1,577	1,579		—	0°	
	fast farblos	grün				
	1,576	1,579		+	0°	
	grün	farblos				
	1,576	1,576	1,579	+	klein	$n_\gamma \perp$ Spaltbarkeit n_γ/c nahe zu 0° $n_\beta = b$
	grün		farblos	$\rho < \nu$		
(Ripidolith)	1,580	1,580	1,589	+	ca. 30°	(Ähnlich der Sheridanit)
Klinochlore	1,585	1,586	1,596	+	$0-90^\circ$	$n_\gamma/c = 2-7^\circ$ $n_\beta = b$
	grün, dunkelgrün,	farblos, grünlich-gelb, braun-gelb, rot		$\rho < \nu$		Doppelbrechung größer als bei Pennin
	dunkelbraun, smaragdgrün					
(Rumpfit)		1,587		+	klein $\rho < \nu$	
Prochlorite	um 1,6			+	klein	n_γ/c nahe zu 0°
	grünlich			$\rho < \nu$		Doppelbrechung eher wieder abnehmend
Korundophilite	1,607	1,613		+	30°	
	grün	fast farblos		$\rho < \nu$		
Amesit	1,597	1,597	1,612	+	sehr klein	n_γ/c nahe zu 0°
	farblos, hellgrünlich					Doppelbrechung mittel, wie Klinochlor

Leptochlorite

	n_α	n_β	n_γ	Char.	2 V	Optische Orientierung
Cronstedtit	stark doppelbrechend		1,80	—	0°	$n_\alpha \parallel c$
	Pleochroismus dunkelbraun bis opak					
Thuringit	hellgelbbraun	1,598—1,64		—	klein	$n_\alpha \parallel c$; $n_\gamma \parallel$ Längsrichtung Doppelbrechung um 0,01
Chamosit		dunkelgelbbraun auch olivgrün				
Delessit	1,605	1,619		—	0°, klein	$n_\alpha \parallel c$
	farblos bis gelblichgrün	grün oder rötlich				
Strigovit	1,65 blaßgrün	1,67 dunkel, fast opak		—	0°, klein	$n_\alpha \parallel c$
Griffithit	1,485 blaßgelb	1,569 olivgrün	1,572 bräunlichgrün	—	0—40°	$n_\alpha \parallel c$
Stilpnomelan	1,60 gelblich	1,69 dunkelbraun		—	0°, klein	$n_\alpha \parallel c$
	1,65 hellgelb	1,78	1,78 rotbraun	—	klein	$n_\alpha \parallel c$
	Pleochroismus auch in Grün. Lichtbrechung auch niedriger					

ist. Andererseits stellen sie die hydrothermalen und rein wässerigen Umwandlungsprodukte der komplexen Glimmerarten dar. Wegfuhr der Alkalien und Hydrolyse führt vom Biotit zum Chlorit.

Die für mikroskopische Diagnose in Betracht kommenden optischen Verhältnisse der Chlorite sind in der oben-, bzw. nebenstehenden Tabelle zusammengefaßt.

Bei den Orthochloriten wird das Verhältnis Fe:Mg auf Lichtbrechung und Doppelbrechung von Einfluß sein. Indessen ist darüber wenig bekannt. Die Haupt-

	Pennin Zillertal	Klinochlor Alatal	Klinochlore, Rumpfite		Sheridanit Wyoming
			Steiermark	Leoben	
SiO ₂	33,83	30,01	31,31	27,93	28,81
TiO ₂					
Al ₂ O ₃	12,95	19,11	20,07	23,51	26,43
Fe ₂ O ₃	2,25	4,81	0,82	2,50	0,24
FeO	3,02		1,36	8,39	0,40
MnO					
MgO	34,94	33,15	33,30	26,19	31,21
CaO				Sp	
Na ₂ O			0,39	0,43	0,35
K ₂ O			0,85	0,27	0,14
H ₂ O ⁻			0,48	CO ₂ 0,15	0,09
H ₂ O ⁺	13,11	12,52	12,39	11,72	12,62
	100,10	99,60	100,97	101,09	100,29
Dichte					2,702

änderung geht dem Ersatz des Serpentinmoleküles durch das Amesitmolekül parallel, und zwar hat der Ersatz von MgSi durch Al₂ Steigerung der Lichtbrechung zur Folge. Die Anfangsglieder der Orthochloritreihe sind optisch negativ, die Mittel- und Endglieder optisch positiv. Die Pennine besitzen Zusammensetzungen, für welche der optisch negative in den positiven Charakter umschlägt. Geringe Doppelbrechung und anomale, meist indigoblaue Interferenzfarbe sind daher für diese Chloritvarietät oft typisch.

Die Leptochlorite haben im allgemeinen infolge des Eisengehaltes eine höhere Lichtbrechung (und oft auch Doppelbrechung) als die Orthochlorite. Sie sind in der Hauptsache optisch negativ und fast einachsige. Der Pleochroismus geht nicht selten stark ins Braune oder Grüne.

Zum Schlusse dieser allgemeinen Übersicht möge die hier oben stehende, kleine Analysenzusammenstellung über die herrschende Mannigfaltigkeit Auskunft geben.

Spezielle Kennzeichen: Die Chlorite sind monoklin pseudohexagonal und wie die Glimmer ausgezeichnet nach {001} spaltbar. Die Spaltblättchen sind jedoch im allgemeinen nicht elastisch biegsam. Schlag- und Druckfiguren sind denen der Glimmer analog. Härte 1—4. Spezifisches Gewicht 2,6—3,5.

Pennin (Fig. 159) kommt in dichten, derben Aggregaten, in Gesteinen eingewachsen und in Drusen aufgewachsen vor. Apfelgrüne, bläulichgrüne, smaragd- bis olivgrüne, violette, rötliche Farben dominieren. Auch gelbe und silberweiße Pennine sind bekannt. Die sogenannten entenblaue Farbe findet sich besonders an größeren Kristallen und ist mit hohem Glanz verbunden. Härte 2—2½. Spezifisches Gewicht 2,6 bis 2,85. Dünne Blättchen sind noch biegsam, aber kaum elastisch. Pfirsichblütenrot ist der chromhaltige Kämmererit.

Die Dielektrizitätskonstante für $\lambda = 75$ cm beträgt $\parallel c$ 4,8. Pyroelektrische Erscheinungen wurden beobachtet.

Prochlorit Washington	Prochlorit Kasbek	Korundophilit Chester	Amesit	Thuringit Colorado	Griffithit Californien	Stilpnomelan Mass.
25,40	23,96	23,84	20,95	24,34	39,64	44,08
				Sp		
22,80	21,76	25,22	35,21	16,46	9,05	4,74
2,86		2,81		12,04	7,32	5,27
17,77	32,66	17,06	8,28	28,89	7,83	23,31
0,25				2,75		0,87
19,09	9,43	19,83	22,88	5,41	15,80	8,36
			0,58		2,93	Sp
				0,37	0,71	
				Sp		
	0,62		0,23	0,35	4,90	2,21
12,21	10,69	11,90	13,02	9,19	12,31	10,28
100,38	99,12	100,66	101,15	99,80	100,49	99,19
	2,92		2,77		2,3	

Pennin ist thermisch negativ. Achsenverhältnis des Isothermenellipsoids $a:c = 1,61:1$.

Klinochlor (Fig. 160) findet sich derb, in schuppigen Aggregaten, eingewachsen in Gesteinen und aufgewachsen in Drusen. Wurmartig und schraubenartig gekrümmte Ausbildungen (Helminth z. T.) stellen sich als Zwillingsaggregate gedrungener Säulchen dar. Die Farbe ist bläulich- bis schwärzlichgrün, grasgrün, olivgrün, blaßgrün bis weißlich oder rosenrot. Der Strich ist nur schwach gefärbt. Härte $2-2\frac{1}{2}$. Spezifisches Gewicht 2,6—2,8. Dünnsche Blättchen sind biegsam, aber nur wenig elastisch.

Leuchtenbergit ist gelber, eisenarmer Pennin. Karminrot ist der chromhaltige Kotschubeyit.

Die Prochlorite sind selten als gutbegrenzte Einzelkristalle entwickelt. Undeutlich sechseckige Täfelchen, Schüppchen bilden kammartige, wulstförmige, wurmartige (Helminth) oder kugelige Aggregate. Mancher sogenannte Chloritstaub auf Bergkristall, Adular usw. in den alpinen Zerrklüften gehört zum Prochlorit. Erdige Anhäufungen sind verbreitet. Prochlorit ist auch Gesteinsgemengteil. Farbe: lauchgrün, schwärzlichgrün, grasgrün, olivgrün. Härte 1—2. Spezifisches Gewicht 2,75—2,95.

Amesit ist apfelgrün mit der Härte $2\frac{1}{2}-3$. Spezifisches Gewicht 2,7.

Die Leptochlorite sind fast nur in schuppigen, dichten oder erdigen Aggregaten, sowie als Gesteinsgemengteil bekannt. Gegen Salzsäure sind sie im allgemeinen weniger widerstandsfähig als die Orthochlorite. Den Wassergehalt geben sie größtenteils unterhalb Rotglut ab.

Als grünlichgraues bis grünschwarzes, oft oolithisch aggregiertes Eisenerz tritt unter anderem der Chamosit auf (Härte um 3. Spezifisches Gewicht 3—3,4).

Derbe, kleinschuppige bis erdige Massen sind für Thuringit (dunkelgrün bis olivgrün) und Strigovit (schwärzlichgrün) kennzeichnend. Delessit kleidet in radialfaserigen bis schuppigen Aggregaten oft die Hohlräume und Mandeln der Ergußgesteine aus (Härte 2—3, spezifisches Gewicht 2,6—2,9). Cronstedtit ist unter den Leptochloriten am ehesten in gut begrenzten Kristallen (von schwarzer bis braun-

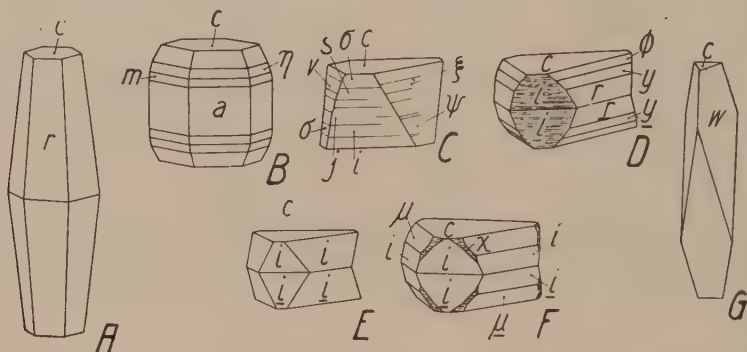


Fig. 159. Habitusbilder von Kämmererit (A, B) und Pennin (C–G). Die hexagonale Pseudosymmetrie dieser Mineralien der Chloritgruppe nähert sich dermaßen der hexagonalen Vollsymmetrie, daß nicht monokline, sondern hexagonale Symbolisierung im Gebrauche ist. $c\langle 0001\rangle$, $\Phi\langle 4\cdot 0\cdot \bar{4}\cdot 13\rangle$, $y\langle 20\bar{2}5\rangle$, $\mu\langle 4047\rangle$, $\psi\langle 9\cdot 0\cdot \bar{9}\cdot 10\rangle$, $v\langle 26\cdot 0\cdot \bar{26}\cdot 27\rangle$, $r\langle 10\bar{1}1\rangle$, $\xi\langle 33\cdot 0\cdot \bar{33}\cdot 31\rangle$, $\sigma\langle 6065\rangle$, $w\langle 3031\rangle$, $s\langle 9098\rangle$, $j\langle 31\cdot 0\cdot \bar{31}\cdot 30\rangle$, i (bei F auch für r) $\langle 10\bar{1}1\rangle$, $\chi\langle 11\bar{2}2\rangle$. Bei den zwei Figuren von Kämmererit ist $a\langle 1120\rangle$, $m\langle 22\bar{4}1\rangle$, $r\langle 3362\rangle$, $\eta\langle 5\cdot 5\cdot \bar{10}\cdot 7\rangle$. Kämmererit bildet einerseits steile hexagonale Bipyramiden 2. Stellung (A, Ural), andererseits aber auch kürzere oder längere hexagonale Prismen 2. Stellung, die ab und zu in Bipyramiden gleicher Stellung übergehen, meistens aber nur horizontal gestreift sind. Im Gegensatz dazu sind die Penninkristalle ausgesprochen rhomboedrisch gebildet. Anscheinende Rhomboeder (C, Zermatt) haben seitliche Flächen, die von Fazetten verschiedenster Indizes gebildet werden. Die Basis ist gerne groß ausgebildet und durch eine treppenartige, dreieckige Figur gezeichnet. Auch sehr steile Rhomboeder finden sich (G, Zermatt). Vielleicht handelt es sich bei den einen wie bei den anderen „Rhomboedern“ um Zwillingungsverwachsungen, ähnlich wie sie bei den Glimmern (vergl. Fig. 154) beschrieben wurden. Es sind aber auch richtige Kontaktzwillinge nach $\langle 0001\rangle$ bekannt (D und F, Texas; E, Zermatt). An F werden stark gestreifte Bipyramiden 2. Stellung sichtbar, und zwar liegt über χ noch $\rho = \langle 11\bar{2}4\rangle$ (nicht bezeichnet).

schwarzer Farbe) zu finden. Im durchfallenden Licht ist smaragdgrüne Farbe wahrnehmbar. Härte $2\frac{1}{2}$, spezifisches Gewicht 3,34—3,35.

Der blätterige, faserige bis dichte Aggregate bildende Stilpnomelan hat oft etwas halbm metallischen Glanz. Er ist grünlichschwarz bis schwarz gefärbt und oxydiert sich leicht zu einer rotbraunen Masse. Härte 3—4, spezifisches Gewicht 2,77—2,96.

Aphrosiderit von der ungefähren Zusammensetzung $6(\text{Fe}, \text{Mg})\text{O} \cdot 2(\text{Al}, \text{Fe})_2\text{O}_3 \cdot 4\text{SiO}_2 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$ nähert sich in seinen Eigenschaften den Prochloriten.

Spezielle Morphologie: Im ganzen lassen sich die Chlorite, insbesondere die Orthochlorite, auf das folgende, pseudohexagonale Achsen-

verhältnis beziehen¹⁾: $a : b : c = 0,57735 : 1 : 2,2771$, $\angle \beta = 90^\circ 20'$ (Tschermak). Darnach $\angle (001) / (110) = 89^\circ 42\frac{2}{3}'$; $\angle (110) / (\bar{1}\bar{1}0) = 60^\circ$.

Wie bei den Glimmern sind nur Flächen aus den Zonen der hexagonalen Bipyramiden I. und II. Stellung bekannt. Aber im allgemeinen ist die bloß pseudorhomboedrische (nicht pseudohexagonale) Entwicklung noch viel ausgesprochener als bei den Glimmern. Natürlich dominiert

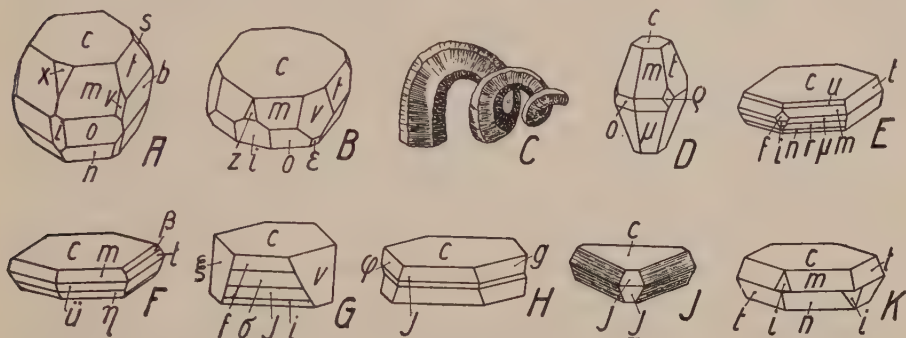


Fig. 160. Chloritgruppe (Klinochlor, Helminthe usw.). $c \langle 001 \rangle$, $\beta \langle 0 \cdot 11 \cdot 24 \rangle$, $t \langle 043 \rangle$, $b \langle 010 \rangle$, $x \langle 4 \cdot 0 \cdot 11 \rangle$, $z \langle 405 \rangle$, $f \langle 40\bar{1} \rangle$, $\sigma \langle 60\bar{5} \rangle$, $J \langle 31 \cdot 0 \cdot 30 \rangle$, $i \langle 10\bar{1} \rangle$, $u \langle 227 \rangle$, $m \langle 112 \rangle$, $o \langle 11\bar{1} \rangle$, $\mu (= u \text{ in } E) \langle 11\bar{2} \rangle$, $n \langle 225 \rangle$, $\bar{u} \langle 7 \cdot 7 \cdot 25 \rangle$, $\eta \langle 4 \cdot 4 \cdot 17 \rangle$, $v \langle 132 \rangle$, $\varphi \langle 9 \cdot 27 \cdot 17 \rangle$, $\xi \langle 11 \cdot 33 \cdot 20 \rangle$, $\rho \langle 397 \rangle$, $g \langle 261 \rangle$, $s \langle 26\bar{5} \rangle$, $s \langle 134 \rangle$. Von c und b abgesehen gehören unter den 22 übrigen Formen 2 der Zone $[100]$, 6 der Zone $[010]$, 7 den Zonen $[110]$ und ebenfalls 7 den Zonen $[310]$ an. Fundorte: Achmatowsk (A, B, D, E), Texas (C), Tirol (F, G, H, J), Zermatt (K). Keines dieser Bilder zeigt einen vollkommen hexagonalen oder rhomboedrischen Bau, wie dies für Fig. 159 typisch ist. Immerhin zeigt dieses äußere Aussehen die weitgehendste morphologische Verwandtschaft mit den Mineralien der vorangehenden Figurentafeln. Im speziellen seien etwa G und H (Zwilling nach 001) von Fig. 160 mit C und J von Fig. 159 verglichen. Andererseits erinnert die Zwillingsbildung K ganz an V der Glimmerfigur 154. Indem sich dünne Blättchen in dieser und ähnlicher Weise aufeinander legen, entstehen sechsseitige, oft gekrümmte (C) Säulen. Merkwürdig ist, wie z. B. bei G und H die Ausbildung links und rechts der kristallographischen Symmetrieebene ganz ungleich ist. Die pseudo-hexagonal bipyramidale Ausbildung D (vergl. Fig. 159, A) ist nur das extreme Endglied einer Entwicklungsreihe, die, vom blättrigen Typ beginnend, B und A als Mittelglieder hat.

die Basisfläche im großen genommen wieder weit über alle anderen Flächen, doch ist in gut kristallisierten Vorkommnissen die rhomboederartige bis bipyramidale Ausbildung fast ebenso häufig wie die tafelförmige.

Bei Penninen (Fig. 159) treten z. B. nicht selten neben der Basis Formen auf, die als Rhomboeder gedeutet $\langle 10\bar{1}1 \rangle$ und $\langle 30\bar{3}1 \rangle$ entsprechen würden. Horizontale Streifungen zeigen die Wichtigkeit dieser Zonen an. Auch auf der Basis ist eine Dreieckstreifung oder ein treppenartiger Aufbau dieser Art nicht selten. Wichtige

¹⁾ Für eine Reihe von nahezu hexagonalen, bzw. rhomboedrischen Chloriten wurde auch das Verhältnis $a : c = 1 : 3,4$ angegeben.

Formen der mehr bipyramidalen bis tafeligen Klinochlore (Fig. 160) sind: $\langle 001 \rangle$, $\langle 043 \rangle$, $\langle 010 \rangle$, $\langle 11\bar{2} \rangle$, $\langle 112 \rangle$, $\langle \bar{2}25 \rangle$, $\langle \bar{1}11 \rangle$, $\langle 10\bar{1} \rangle$, $\langle 132 \rangle$. Sehr häufig sind bei den Chloriten Verzwillingungen, wobei Drillingsbildungen noch mehr zu rhomboederähnlichen Gestalten führen. Neben dem bei den Glimmern erwähnten Gesetz sind auch Zwillinge nach $\langle 001 \rangle$ vorhanden (sogenanntes Penningesetz). Polysynthetische Kontakt- und Penetrationszwillinge treten auf. Auf Zwillingsbildungen sind wohl auch die scheinbar trigonal hemimorphen Kristallformen des Cronstedtites zurückzuführen.

Parallelverwachsungen von gewissen Chloriten mit Glimmern und Sprödglimmern zeigen die im großen bestehende Übereinstimmung in der morphologischen Entwicklung.

Umwandlungen und Vorkommen: Die Chlorite sind die charakteristischen Umwandlungsprodukte Mg- und Fe-haltiger, wasserfreier oder wasserarmer Silikate. Pseudomorphosenähnliche Bildungen nach Biotiten, Hornblenden, Augiten, Granaten, Olivin, Vesuvian, Turmalin, Cordierit sind daher nicht selten. Oft handelt es sich jedoch um Gemenge verschiedener Zersetzungsprodukte. Aber auch Verdrängungspseudomorphosen nach Feldspat, Calcit, Fluorit, Magnetit, Hämatit, Quarz usw. treten hin und wieder auf. In den Drusen sind die angeätzten Flächen älterer Ausscheidungen sehr häufig von Chlorit überzogen. Auch ist oft in Quarz, Phenakit und anderen Mineralien Chlorit fein verteilt eingelagert, wodurch die grüne Farbe bedingt wird. Die eisenreicheren Chlorite ergeben bei der Zersetzung limonitische Substanz.

Pennin ist im allgemeinen mehr Kluft- als Gesteinsmineral. Klinochlor ist in den metamorphen Epigesteinen häufiger und bildet den Hauptgemengteil mancher sogenannter Chloritschiefer. Doch sind in Begleitung von Diopsid und Granat auch in Klüften als letzte hydrothermale Ausscheidungen schon Klinochlore gefunden worden. Die Prochlorite sind in metamorphen Gesteinen der Epizone wieder reichlich vertreten; sicherlich gehören auch viele der durch Umwandlung aus Augiten, Hornblenden und Granaten entstandenen Chlorite dieser Gruppe an. Von den Leptochloriten findet man manche in wenig metamorphen Eisenerzlagern zusammen mit Magnetit, Hämatit usw. Der Cronstedtit entstammt Erzgängen.

Die Chlorite sind somit typische Mineralien der hydrothermalen Bildung und Umbildung, sowie der sogenannten säkulären Verwitterung (Umsetzungen unter dem Einfluß wässriger Lösungen ohne Mitwirkung der Atmosphärilien).

Serpentin $[\text{SiO}_6 \cdot \text{SiO}_2]_{\text{H}_2}^{(\text{Mg}, \text{Fe})_3} \cdot \text{H}_2\text{O}$. Pseudohehexagonal

Allgemeines: Nach der *Tschermakschen* Auffassung über die Konstitution der Orthochloritreihe ist Serpentin das eine Endglied der Mischungsreihe, d. h. ein tonerdefreier Chlorit. In der Tat gibt es sogenannte Blätterserpentine oder Antigorite, die sich in den optischen Eigenschaften an die Pennine anschließen (siehe Tabelle S. 346)

und zweifellos zum planaren hypohexagonalen Kristalltyp gehören. Aber in den natürlichen Aggregaten gleicher chemischer Zusammensetzung treten auch ausgesprochen faserige Serpentine mit anderen optischen Eigenschaften auf.

Es sind nun zwei Umstände, die es außerordentlich erschweren festzustellen, ob kristallstrukturell verschiedene Modifikationen ein- und derselben Substanz vorliegen, oder ob es sich nur um verschiedene Habitusentwicklungen einer Mineralart handelt. Serpentin ist ein ausgesprochen sekundäres Mineral, das nur als Umwandlungsprodukt anderer Mineralien bekannt ist. Es tritt nicht als frei entwickelte Kristalle in Drusen auf, und auch da, wo es sich aggregatartig in Gesteinsklüften vorfindet, zeigt sich die Entwicklung von den Kluftwänden abhängig. Das Hauptvorkommen ist das pseudomorphosenartige. Da ist es natürlich schwer, über die nicht behinderte Gestaltentwicklung etwas auszusagen. Zudem ist Serpentin insofern in seiner Zusammensetzung variabel, als bis zu einem erheblichen Prozentsatz Mg durch Fe ersetzt sein kann (bis ca. 12 Gewichtsprocente FeO). Variationen in den optischen Verhältnissen sind somit als Folge dieser Mischkristallbildung zu erwarten, so daß es schwierig ist, an den nur mikroskopisch faßbaren Individuen eindeutig zu entscheiden, ob einerlei Mineralart oder ob mehrere Mineralarten vorliegen. Faserige Serpentine von optisch verschiedener Orientierung und Blätterserpentine mit gleichfalls variablen optischen Konstanten finden sich häufig im gleichen Aggregat. Es ist bis heute nicht gelungen, die individuelle chemische Zusammensetzung zu eruieren.

Sehr vieles spricht dafür, daß mindestens zwei Modifikationen auseinander gehalten werden müssen, eine vermutlich monokline pseudohexagonale, als Antigorit oder Blätterserpentin zu bezeichnende, chloritische Art und eine vermutlich monokline oder rhombische, dem linearen Kristalltyp angehörige Art, die den gewöhnlichen Faserserpentin, den Chrysotil und den Serpentinasbest umfaßt. In den dichten, gesteinsartigen und durch andere Mineralien meist verunreinigten Serpentinien finden sich fast stets beide zusammen vor. Letzterer Umstand, sowie die Unsicherheit der Abgrenzung, machen es zur Notwendigkeit, den Serpentin als Ganzes zu besprechen, also an dieser Stelle auch den Faserserpentin zu berücksichtigen.

Die Blätterserpentine sind optisch negativ. n_α liegt, soweit erkennbar, senkrecht zur vollkommenen, pinakoidalen Spaltbarkeit. Der mittlere Brechungsindex ist variabel, meist um 1,57; die Doppelbrechung variiert gleichfalls, wobei jedoch Werte von 0,01 bis 0,02 vorzuherrschen scheinen. Im allgemeinen ist der Achsenwinkel klein, doch wurden vermutlich verzwilligte, pseudokubische, niedrig brechende Serpentine beschrieben, für welche 2V bis gegen 90° anwächst. Möglicherweise handelt es sich um Überlagerungserscheinungen. Der Pleochroismus dieser Blätterserpentine ist im Dünnschliff gering. Gelblichgrüne, gelbe und bräunlichgelbe Farbentöne herrschen vor. Diese Blätterserpentine sind demnach mit den optisch negativen Penninen nahe verwandt.

Die Faserserpentine zeigen in der Längsrichtung teils n_α , teils n_γ . n_α kann mit der Längsrichtung auch kleinere oder größere Winkel bilden. Die Faserserpentine sind nicht allzu selten nach einem der Längsrichtung parallelen Prisma spaltbar. Doch ist auch eine Querabsonderung vorhanden. Die Lichtbrechung ist im großen und ganzen niedriger als bei typischem Antigorit. $n_\beta = 1,54$. Die Doppelbrechung liegt um 0,01 bis 0,02. Der Achsenwinkel ist variabel, immerhin scheint der optische Charakter des Minerals stets oder vorwiegend positiv zu sein. n_α parallel der Längs-

Serpentine und verwandte Bildungen

	n_α	n_β	n_γ	Ch.	2 V	
Serpentin, Kosgrube	1,490	1,502	1,511	—	groß	$n_\alpha \perp$ Spaltbarkeit, fast farblos
Antigorit, Wallis	1,560	1,570	1,571	—	klein	$n_\alpha \perp$ Spaltbarkeit, farblos bis hellgrünlich
Verschiedene blätterige Serpentine, pseudomorph nach Olivin	Lichtbrechung kleiner, gleich oder etwas größer wie Canadabalsam (1,54). Doppelbrechung groß			meist —	meist klein	$n_\alpha \perp$ Spaltbarkeit, Pleochroismus in gelb mit Absorption $n_\gamma > n_\alpha$
Faserserpentin	1,543		1,555	+	meist klein	$n_\gamma \parallel$ Längsr., grün, $n_\gamma > n_\beta > n_\alpha$
Grüner Chrysotil, Thetford	1,542		1,552	+	klein	$n_\gamma \parallel$ Längsrichtung
Eisenarmer Chrysotilasbest, Grand Canyon	1,508	1,512	1,522	? +	groß	$n_\gamma \parallel$ Längsrichtung, $n_\alpha \perp$ zu einer Spaltbarkeit. Lichtbrechung steigt, wenn in Canadabalsam eingebettet (Wasserverlust!)
Faserserpentin	um 1,54—1,56			? +	variabel	$n_\alpha \parallel$ Längsrichtung oder etwas schief dazu
Iddingsit	1,70	1,72	1,74	+	groß, $\rho > \nu$	Pleochroismus in braun und gelb, oft bronzegelb bis braun
Iddingsit } ? wasserhaltiges Ferrisilikat	1,71	1,74	1,76	—	$\rho < \nu$	
Iddingsit	auch niedrigere Lichtbrechung			—	klein	
Villarsit	meist homöoax mit Olivin, Doppelbrechung hoch					n_β blaugrün, n_α gelb
Webbsyt	isotrop (gelartig)					gelbgrün
Garnierit (wasserhaltiges Ni-Mg-Silikat)	isotrop oder sehr schwach doppelbrechend		1,59	—		$n_\gamma \parallel$ Längsrichtung. Leuchtendgrün

richtung findet man besonders bei den sogenannten gemeinen und edlen Serpentin und in den letzten Stadien der Serpentinisierung von Olivinen. Der oft eisenarme, asbestartige Chrysotil hat bei niedriger Lichtbrechung und einer relativ hohen Doppelbrechung (von beiläufig 0,013) n_{γ} parallel der Längsrichtung. Aggregatbildung läßt die Doppelbrechung oft kleiner erscheinen. Bei der Serpentinisierung von Olivin und Augit treten auch isotrope Produkte (gelbgrüner Webskyit), stark doppelbrechende homöoaxe Neubildungen (blaugrün bis gelb: Villarsit) und stark doppelbrechende dunkel- bis hellbraune Substanzen (sogenannter Iddingsit) auf. Tabellarisch sind die optischen Daten aller dieser serpentinartigen Umwandlungsprodukte auf Seite 354 zusammengestellt.

Spezielle Kennzeichen:

Gemeiner, dichter Serpentin. An und für sich eine Gesteinsart, d. h. ein Aggregat. Farbe vorwiegend dunkelgrün, schwarzgrün, rotbraun, oft gefleckt und geadert. Es sind bei der Serpentinbildung Eisenerze (Magnetit, Hämatit, Limonit) und Karbonate (Magnesit, Dolomit, Calcit) oder Opal, bzw. Chalcedon entstanden, die an der Farbwirkung teilhaben. Dazu kommen öfters unzersetzte Reste der Ursprungsm Mineralien wie Olivin. Härte und spezifisches Gewicht sind daher sehr variabel, meist größer als für reinen Serpentin.

Serpentinpseudomorphosen nach anderen Mineralarten. Die Kristallform ist der Ursprungssubstanz entlehnt. Es kommen insbesondere Pseudomorphosen nach Olivin, Chondroit, Bronzit, gewöhnlichen Augiten, Hornblenden, Spinell, Granat und Phlogopit in Frage. Mikroskopisch (Fig. 161) ist oft eine maschenartige oder gitterartige Anordnung der Fasern und Blättchen erkenntlich. Die Serpentinisierung ging dann von den Spalttrissen aus. Als Bastit oder Schillerspat hat man homöoaxe Paramorphosen des Serpentin nach Orthaugiten bezeichnet. Sie besitzen metallischen Schiller und grüne bis bräunliche Farbe.

Antigorit. Verworrenblättrige, lauchgrüne bis schwärzlichgrüne Serpentinaggregate und schieferartige Gesteine. Es erweist sich, daß auch blaugrüne, makroskopisch völlig dichte Massen aus Antigorit bestehen.

Edler Serpentin. Damit bezeichnet man meist dichte, einfach gefärbte, lichtgrüne, apfelgrüne, lauchgrüne, spargelgrüne oder zeisig- bis schwefelgelbe Aggregate von Serpentin. Oft ist ein splitteriger Bruch deutlich wahrnehmbar. Härte 3—4. Spezifisches Gewicht 2,5 bis 2,7.

Faserseerpentin. Die gemeinen Faserseerpentine sind wieder zu meist dunkelgrün gefärbt. Schön seidenglänzende, aderartig in dichtem Serpentin auftretende Faserseerpentine mit weißlicher, ölgrüner oder olivin-grüner Farbe heißen Chrysotil. Die Fasern stehen senkrecht zur Kluftwand und sind biegsam. Die technisch verwendbaren, feinfaserigen, gespinntartigen Massen werden Serpentin-asbest genannt. Die grau-

braunen, verfilzten Aggregate bilden zum Teil das sogen. Bergleder (Bergkork, Bergholz). Grobstengelig und nicht biegsam ist der Metaxit. Der apfelgrüne bis weißlichgrüne, nephritähnliche Bowenit hat die Härte 5—6 und ist nur unter dem Mikroskop als faseriges Aggregat erkennbar.

Der die Farbe wesentlich bedingende FeO-Gehalt der Serpentine ist variabel, übersteigt jedoch nur selten 10 Gewichtsprocente. Sehr häufig liegt FeO zwischen 0,5 und 2,5%, MgO zwischen 29 und 34%. Spezifische Wärme = 0,26 zwischen 10 und 100°.

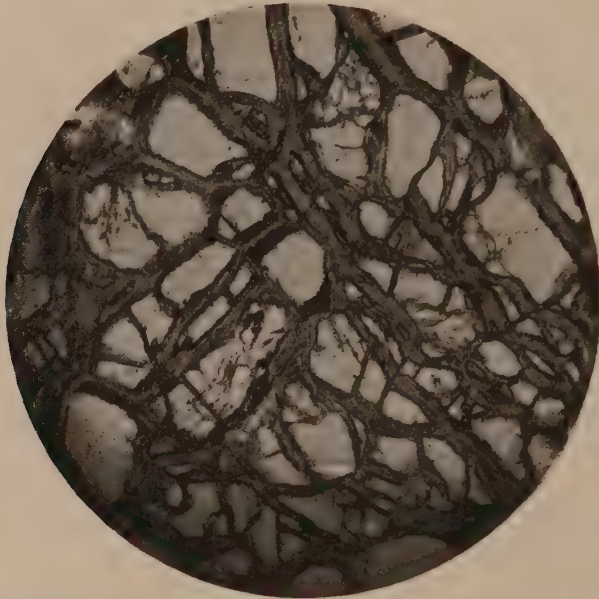
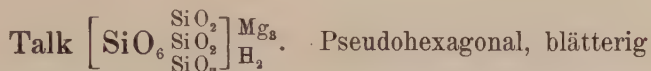


Fig. 161. Dunit, Kraubat, Steiermark. Von den Sprüngen aus beginnt eine Umwandlung der Olivinkörner in Serpentin. Es entsteht so ein Maschenwerk feinsten Fasern, das sich nach und nach über die ganze Masse ausdehnt und den Olivin schließlich völlig verdrängt. Einfach polarisiertes Licht. 65fache Vergr.

Vorkommen und Begleitminerale: Die Bildung des Serpentin aus Mg- und Fe-Silikaten ist bereits erwähnt worden. Auch quarzführende Dolomite oder dolomitische Kalke lassen unter Epimetamorphose Serpentin entstehen. Es bilden sich die grün oder grün und gelblich oder rötlich gefleckten Ophicalcite. Zufuhr kieselensäurehaltiger Lösungen zu dolomitischen Gesteinen ergibt ein gleiches Endresultat. Calcit und Dolomit wird dann durch Serpentin verdrängt. Der Nickelgehalt magnesiumreicher Eruptivgesteine geht bei der Serpentinisierung oft in sogen. Garnierit oder in den Nickeligymnit über. Das sind wenig definierte, wasserhaltige Ni-Mg-Silikate. Aus dem Serpentin selbst

kann Talk (Vertalkung) oder Meerschaum ($2 \text{ MgO} \cdot 3 \text{ SiO}_2 \cdot 2 \text{ H}_2\text{O} + n \text{ H}_2\text{O}$) entstehen. Dieser Meerschaum ist nur zum Teil (? als Parasepiolith) kristallin (faserig mit n_γ parallel der Längsrichtung, $n_\alpha = 1,516$ bis $1,520$, $n_\gamma = 1,525$ bis $1,529$), zum Teil scheint er optisch dicht und isotrop zu sein. Er bildet derbe, knollige, weiße bis gelbliche und grünliche oder graue Massen, die im feuchten Zustand sich seifig anfühlen und stark an der Zunge kleben. Härte $2-2\frac{1}{2}$. Spezifisches Gewicht (wenn nicht porös) um 2.



Spezielle Kennzeichen: Die grobblätterigen bis grobschuppigen Aggregate des perlmutterglänzenden, apfelgrünen bis silberweißen Talkes sind sehr glimmerähnlich. Die pinakoidale Spaltbarkeit senkrecht zu einer Pseudohexagyre ist vollkommen. Die milden Blättchen sind biegsam, jedoch wenig elastisch. Die Härte ist bedeutend geringer als bei den Glimmern, nur $1-1\frac{1}{2}$. Talk fühlt sich daher fettig an. Das spezifische Gewicht ist $2,7-2,8$. Hie und da sind dunkler gefärbte Blättchen deutlich pleochroitisch; sie erscheinen nämlich senkrecht zur Spaltfläche grün und parallel dazu braun. Der Strich ist farblos. Die Schlag- und Druckfiguren auf den Spaltblättchen sind glimmerähnlich. Talk tritt aber auch feinschuppig und in dichten, kryptokristallinen, nicht selten etwas nierenförmigen Massen als sogen. Speckstein oder Steatit auf. Ebenfalls dichte Aggregate sind die pseudomorphosenartigen Bildungen nach Quarz, Dolomit, Olivin, Skapolith, Spinell, Hornblende, Grammatit, Strahlstein, Augit, Glimmer, Nephelin, Topas, Staurolith, Disthen, Granat, Vesuvian, Gehlenit usw. Mit Serpentin, Chlorit, Magnesit usw. bildet Talk Gesteinsarten, die als Talkschiefer, Giltsteine, Lavezsteine oder Topfsteine bezeichnet werden. Sie sind infolge der geringen Härte der Hauptminerale leicht bearbeitbar. Beim Erhitzen wird ein Teil (und weiterhin alles) Wasser abgegeben, die Härte steigt, es entsteht aus Talk ein enstatitartiges Mineral. Der dichte Speckstein ist vorwiegend weißlich, grau, gelblich oder rötlich gefärbt. Er fühlt sich wie der Blättertalk fettig an und haftet an der Zunge.

Physikalische Eigenschaften: Talk ist optisch negativ, stark doppelbrechend wie die Glimmer, jedoch niedriger lichtbrechend als manche von ihnen. Es ist im Mittel für Natriumlicht: $n_\alpha = 1,539$, $n_\beta = 1,589$, $n_\gamma = 1,589$. Das würde auf sehr kleinen Achsenwinkel hindeuten. Doch kann, vielleicht in Abhängigkeit vom Eisengehalt, $2V$ von ca. 6° bis über 30° variieren. n_α liegt nahezu oder genau senkrecht zur Spaltbarkeit. $\rho > 0$. Die Interferenzfigur ist (teils durch Felderteilung, teils durch Biegungen und Knickungen der Blättchen) nicht selten gestört. Beim Erhitzen steigt n auf $1,664$, die Dichte wird zu $3,2$ und die Härte zu ca. 6 (Enstatitbildung). Im Dünnschliff ist Talk farblos. Spezifische Wärme = $0,21$ zwischen 10° und 100° .

Über Achsenverhältnis und spezielle Morphologie sind keine Angaben möglich. Die meist sechsseitige Begrenzung der Blättchen läßt enge Analogie mit den Glimmern vermuten.

Vorkommen: Talk ist ein Mineral der Epimetamorphose von ähnlicher Verbreitung wie der Serpentin. Es ist wie dieser ein sekundäres Mineral. Pseudomorphosen von Talk nach anderen Mineralien sind, wie oben vermerkt, häufig. Der FeO-Gehalt übersteigt kaum je 5%, meist liegt er unter 2%. Durch ihn ist die grünliche Farbe bedingt.

Pyrophyllit $[\text{SiO}_4 \cdot \text{SiO}_2]_{\text{H}}^{\text{Al}}$. ? Rhombisch oder monoklin

Spezielle Eigenschaften: Der silberigweiße, graue, rötliche, gelbliche, bräunlichgrüne oder apfelgrüne Pyrophyllit bildet fast stets radialblättrige, sternartige Aggregate auf Klüften. Die langgestreckten, lattenartigen Blätter parallel einer höchst vollkommenen Spaltbarkeit sind oft büschelig gruppiert und stehen schief zueinander, so daß eine sternförmig stengelige Anordnung vorgetäuscht wird. Außerdem bildet Pyrophyllit (als Agalmatolith partim; ein anderer Teil des Agalmatolithes ist Meerschäum oder Talk) dichte, derbe, mattschimmernde Massen von graugelber bis weißer oder rötlicher Farbe. Die ausgezeichnete pinakoidale Spaltbarkeit läßt leicht milde, biegsame, jedoch nicht elastische Lamellen abtrennen. Auf der Spaltfläche herrscht etwas fettiger Perlmutterglanz. Härte 1—2 (fettig anzufühlen), spezifisches Gewicht 2,65 bis 2,9. Die Zusammensetzung entspricht der obigen Formel, doch ist häufig etwas Fe_2O_3 an Stelle des Al_2O_3 , auch läßt sich Mg und Ca nachweisen.

Optische Eigenschaften: Pyrophyllit ist wie die Glimmer optisch negativ, mit n_α ungefähr senkrecht zur Spaltfläche.

Folgende Daten lassen das Mineral mikroskopisch bestimmen:

n_α	n_β	n_γ	$2V$
1,552	1,588	1,600	$53^\circ\text{—}62^\circ$ Dispersion schwach, $\rho > 0$.

Beim Erhitzen wird der Achsenwinkel merklich kleiner.

Kristalle mit anderen Formen als der pinakoidalen Spaltform sind nicht bekannt, so daß sich über die morphologischen Verhältnisse nichts aussagen läßt.

Vorkommen: Der grobstrahlige, talkähnliche Pyrophyllit ist ein hydrothermales Kluftmineral, meist in Begleitung von Quarz oder Disthen. Der Bildstein oder Agalmatolith bildet Lagen in metamorphen Gesteinen und findet sich auch auf Erzgängen.

Kaolinitgruppe $[\text{SiO}_6 \cdot \text{SiO}_2]_{\text{H}_2}^{\text{R}_3^{\text{III}}} \cdot \text{H}_2\text{O}$

Monoklin pseudohexagonal

Allgemeine Übersicht: Das Hauptmineral ist das Tonerdesilikat Kaolinit.

Indem ein Teil von Al oder alles Al durch ein anderes dreiwertiges Element ersetzt werden kann, entsteht eine Reihe hierher gehöriger Mineralien. Sie sei kurz wie folgt charakterisiert:

	R ^{III}	Farbe	n _α	n _β	n _γ	
Kaolinit . .	Al	weiß	1,561	1,564	1,567	2 V ziemlich groß. ρ > 0, schwach, oder ρ < 0. n _α ⊥ Spalt- barkeit oder wie bei Kaolinit etwas ge- neigt zur Normalen.
Faratshihit .	Al + Fe	gelb	wie Kaolinit oder etwas höher			
Nontronit . .	Fe	grün	1,595	1,595	1,620	
Miloschin . .	Al + Cr	blau,	1,552	1,555	1,559	
		grünlich- blau				
Wolchonskoit	Cr	grün	—	1,585	—	

Für Kaolinit werden indessen auch bedeutend niedrigere Brechungsindizes angegeben, z. B. wie Canadabalsam = 1,54 oder noch niedriger bis 1,48. Die Doppelbrechung des Kaolinites ist immer niedrig. Dadurch gelingt es, Kaoliniteschüppchen von Sericitschüppchen zu unterscheiden. Auch die Auslöschungsschiefe (n_α bildet mit der Normalen auf die Spaltfläche im spitzen Winkel β einen Winkel bis zu 20°) gibt ein Unterscheidungsmerkmal. $n_\gamma \parallel b$. Optischer Charakter meist positiv, doch schwankt bei Kaolinit die Größe des Achsenwinkels erheblich. Neben der vollkommen basalen, pinakoidalen Spaltbarkeit, lassen sich Spuren von Trennungsflächen auf (001) konstatieren, die denen der Glimmer ähnlich sind. Zwillingsbildungen haben oft Felderteilung auf (001) zur Folge. Der Kaolinit möge noch etwas näher betrachtet werden.

Spezielle Kennzeichen des Kaolinites: Mit Kaolinit im engeren Sinne bezeichnet man die gut kristallisierten, allerdings meist erst mikroskopisch erkennbaren Blättchen und feinschuppigen Aggregate von schneeweiß, gelblicher, rötlicher, grünlicher oder lichtblauer Farbe. Makroskopisch bereits dichte Massen sind etwas wachsglänzend und meist schon schwach fettig anfühlbar. Die auf Erzgängen auftretenden sechsseitigen Blättchen des sogen. Nakrites und Pholerites (mit etwas größerer Auslöschungsschiefe) sind oft fächerartig gruppiert. Sie lassen die ausgezeichnete basale Spaltbarkeit erkennen. Auch Kaolinit, der als Umwandlungsprodukt von Tonerdesilikaten pseudomorphosenartig gebildet wurde, ist oft feinschuppig. Feldspäte, Feldspatvertreter, Beryll, Topas, Skapolith, Augit, Hornblende werden unter dem Einfluß besonderer, meist hydrothormaler bis postvulkanischer Lösungen direkt in makrokristallinen Kaolinit übergeführt. Härte des Kaolinites = 2 bis $2\frac{1}{2}$, spezifisches Gewicht = 2,6 bis 2,63.

Kaolin schlechthin oder Porzellanerde ist eine lockere, zerreibliche, mager anzufühlende Masse mit erdigem Bruch. Das spezifische Gewicht ist scheinbar niedriger als bei Kaolinit. Nur teilweise ist unter dem Mikroskope feinschuppige Textur des Aggregates wahrnehmbar, oft herrscht flockige, isotrope, z. T. wohl auch kolloidale, gelartige Substanz vor. Dann wird der Kaolin auch mit Wasser wieder plastisch und zeigt erheblich niedrigere Lichtbrechung als Canadabalsam. Ohne Grenzen geht dieser dichte Kaolin einerseits in die Gele und Gelgemenge Halloysit und Allophan (letzterer kieselsäureärmer als Kaolin und Halloysit), anderseits in die durch andere Substanzen verunreinigten Kaolintone, gewöhnlichen Tone und Mergel über. Neben Quarzkörnchen sind hierbei besonders die gelb, braun und rot färbenden Eisenhydroxyde sowie Tonerdehydrate gelartiger und kristallisierter Natur vorhanden. Eisenschüssige Tone heißen auch Bolus. Karbonat (Calcit, Dolomit) als Beimengung charakterisiert die Mergel. Vom Gehalt an feindisperser Substanz ist die Plastizität dieser Aggregate, sowie die Fähigkeit der Wasseraufnahme in erster Linie abhängig (siehe auch „Allgemeine Mineralogie“, S. 681 ff.).

Spezielle Morphologie des deutlich kristallinen Kaolinites:

Nur ein Vorkommen gestattete an kleinen Kriställchen mit $\langle 001 \rangle$, $\langle 010 \rangle$, $\langle \bar{1}11 \rangle$, $\langle 110 \rangle$ Messungen, die zu einem pseudohexagonalen Achsenverhältnis mit $a : b : c = 0,5748 : 1 : 1,5997$, $\angle \beta = 96^\circ 49'$ führen. Die Flächenverteilung war eine derartig unsymmetrische, daß die monokline Symmetrie noch nicht als sichergestellt angesehen werden kann.

$$\angle (001) / (\bar{1}11) = 78^\circ 8' \quad \angle (001) / (110) = 84^\circ 5'.$$

Sonst sind die nach $\langle 001 \rangle$ dünnen Blättchen meist nur seitlich von $\langle 110 \rangle$ und $\langle 010 \rangle$ (dem pseudohexagonalen Prisma) begrenzt. Die spärlichen Daten zeigen immerhin die morphologische Verwandtschaft mit der Glimmergruppe.

Vorkommen: Die Umwandlung von Mineralien und Gesteinen in Kaolinit und Kaolin bezeichnet man als Kaolinisierung. Daß die Kaolinite eher das Produkt hydrothormaler bis pneumatolytischer Tätigkeit sind, wurde bereits oben vermerkt. Der gewöhnliche Kaolin entsteht jedoch auch bei der Verwitterung (säkuläre Verwitterung und Oberflächenverwitterung). Immerhin scheinen nur besondere Umstände, wie Gegenwart von Humussäuren, Bedeckung mit Torf oder Braunkohle, CO_2 -haltige Wasser (d. h. die Möglichkeit der Wegfuhr löslicher Eisenverbindungen) zu mehr oder weniger reinen und dann meistens zunächst kolloidalen Kaolinlagern zu führen. Sonst entstehen variable und mannigfach verfärbte, tonartige Verwitterungsprodukte. Die feinsten Schlammprodukte der Verwitterungsrückstände liefern die eigentlichen, gesteinsartigen Tonlager.

Von den nun zu beschreibenden Mineralien sind wahrscheinliche Strukturen ermittelt worden. Sie bestätigen, daß mit dem tafeligen, nach der Basis ausgezeichnet spaltbaren Kristallisationstyp relativ lockere Bindungen parallel *c* verknüpft sind.

Graphit C. Rhomboedrisch oder hexagonal

Spezielle Kennzeichen: Graphit tritt nur ausnahmsweise in größeren, tafeligen Kristallen auf, durch Streifung auf der Basis erweisen sie sich zudem nach einer Rhomboederfläche innig polysynthetisch verzwillingt. Vielleicht sind auch gewöhnliche Translationen nach einer derartigen Fläche vorhanden. Weit vorwiegend bildet der eisenschwarze bis dunkelstahlgraue Graphit blätterige, schuppige, strahlige bis stengelige oder derbe Aggregate. Auch in erdigen Massen tritt er auf, und die kohligen Bestandteile vieler Gesteine sind gleichfalls Graphit. Graphit ist metallischglänzend oder in kleinschuppiger Ausbildung matt bis erdig. Die Reflexionsfarbe im Metallmikroskop ist im Gegensatz zu Molybdänglanz ein Grau. Der Strich ist schwarz, glänzend. In den Bleistiftminen (Gemeenge von Kaolin mit Graphit) wird die leichte Abfärbbarkeit benutzt. Härte 1—2. Spezifisches Gewicht 2,1—2,2. Die Spaltbarkeit nach der Basis ist eine vollkommene. Die Spaltblättchen sind gemein biegsam. Gleitflächencharakter nach zur *c*-Achse schiefer Fläche ist vorhanden. Die drei- bis sechsstrahligen Schlagfiguren stehen wohl damit im Zusammenhang.

Physikalische Eigenschaften: Der Brechungsindex der Kohle wurde für $\lambda = 546 \mu\mu$ zu 1,96 bestimmt. Mit λ ändert er sich nur wenig. Die magnetische Suszeptibilität $\times 10^6$, bezogen auf die Masseneinheit, beträgt — 2,0, ist jedoch sehr stark von der Achsenrichtung abhängig, so daß sie bis — 14,2 ansteigt. Im Gegensatz zu Diamant leitet Graphit den elektrischen Strom gut, der spezifische Widerstand in $\Omega \cdot \text{cm}$ ist von der Größenordnung 10^{-4} und sinkt mit steigender Temperatur bedeutend. Thermisch ist Graphit negativ; Achsenverhältnis *a*:*c* des Isothermenellipsoids = 2,5:1.

Die wahre spezifische Wärme nimmt mit sinkender Temperatur rasch ab. Es wurden folgende Werte beobachtet:

<i>t</i> °	— 244,4	— 229,0	— 190,6	+ 10,8	+ 212,2
<i>c</i>	0,005	0,008	0,024	0,160	0,2839
<i>t</i> °	+ 394,5	+ 578,5	+ 758	+ 860,5	+ 1002,5
<i>c</i>	0,3627	0,4007	0,4212	0,4354	0,4456.

Struktur: Während in der Basisebene (oder wenig geneigt dazu) die kürzesten Abstände der C-Atome nur ca. 1,45 Å. E. betragen, sind parallel zu *c* die kleinsten Atomabstände ca. 3,41 Å. E. lang. Diese Tatsache haben alle röntgenometrischen Untersuchungen übereinstimmend festgestellt. Sie entspricht dem, was wir, von theoretischen Gesichtspunkten ausgehend, für einen so ausgesprochen planaren Kristallisationstypus erwarten müssen. Im einzelnen haben die verschiedenen Untersuchungen scheinbare Widersprüche ergeben. Es wurden, besonders an sogenannten Einkristallen, die jedoch sicherlich (Streifung auf Basis!) verzwillingt oder translatiert waren, kom-

pliziertere Erscheinungen beobachtet als an Pulvern. Vielleicht ist die zuerst von *Debye* und *Scherrer* (siehe „Allgemeine Mineralogie“, Seite 502) festgestellte Struktur in großen Zügen richtig, da es sich zeigen läßt, daß durch Gleitungen die Phänomene erzeugt werden können, die andere Forscher zur Aufstellung weniger wahrscheinlicher, komplexer Strukturbilder nötigten. Übrigens sind wieder alle Forscher darin einig, daß nahezu in den Ebenen (0001) die C-Atome Sechseringe bilden mit der Kantenlänge 1,45 A. E. Diese Ringe sind vermutlich nicht genau plan, sondern die Seiten der Sechsecke sind schwach auf- und absteigend. Nach *Debye* und *Scherrer* berechnet sich als Achsenverhältnis $a:c = 1:4,07$ bei einer Dichte von 2,12.

Morphologie: Nur an wenigen Kristallen konnten schlecht meßbare Rhomboeder oder Bipyramiden neben der Basis und den hexagonalen Prismen I. und II. Stellung gefunden werden. Sie würden (auf $a:c = 1:4,07$ bezogen) etwa zu Symbolen führen, wie $\langle 10\bar{1}3 \rangle$, $\langle 01\bar{1}3 \rangle$, $\langle 11\bar{2}9 \rangle$, $\langle 11\bar{2}3 \rangle$, $\langle 1 \cdot 1 \cdot \bar{2} \cdot 24 \rangle$, $\langle 0 \cdot 1 \cdot \bar{1} \cdot 12 \rangle$ (Fig. 162) und rhomboedrische Translationsgruppe wahrscheinlich machen.

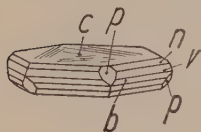


Fig. 162. Graphit von Ticonderoga, N. Y. $c\langle 0001 \rangle$, $n\langle 11\bar{2}9 \rangle$, $v\langle 11\bar{2}3 \rangle$, $b\langle 11\bar{2}0 \rangle$, $p\langle 10\bar{1}3 \rangle$ (bezogen auf $a:c = 1:4,07$). Auf der Basis charakteristische Streifungen, die den Rhomboederzonen parallel sind und durch Zwillingsbildung, bzw. Translation erklärt werden.

Vorkommen: Graphit ist weit verbreitet als das Endprodukt der Verkohlung und als das Resultat der Metamorphose kohligter oder bituminöser Ablagerung. Wahrscheinlich entsteht Graphit auch pneumatolytisch bis hydrothermal durch Zersetzung von Kohlenwasserstoffen. Graphit ist Diamant gegenüber die stabile Modifikation (siehe „Allgemeine Mineralogie“ S. 527).

Molybdänit (Molybdänglanz) MoS_2

Hexagonal, künstlich oft mit trigonalem Umriß

Spezielle Kennzeichen: Das außerordentlich graphitähnliche Mineral ist metallischglänzend, rötlich bleigrau. Indessen ist zum Unterschied von Graphit der Strich auf Papier etwas blaugrau, auf Porzellan grünlichgrau. Molybdänit ist milde, biegsam und leicht abfärbend. Härte $1-1\frac{1}{2}$. Spezifisches Gewicht 4,7—4,8. Höchst vollkommene Spaltbarkeit nach (0001) ist vorhanden. Die Farbe der Anschliffe unter dem Metallmikroskop ist reinweiß. Die Blättchen sind oft stark gebogen und zerknittert.

Physikalische Eigenschaften und Struktur: Der Schmelzpunkt ist hoch. Molybdänit zeigt in Schnitten schief zur Basis im Metallmikroskop deutliche Anisotropie. Die Basis scheint Translationsebene zu sein. Die elektrische Leitfähigkeit ist stark von der Temperatur abhängig. Thermisch ist das Mineral negativ; als Achsenverhältnis des Isothermenellipsoides wurde gefunden $a:c = 2-3:1$. Die spezifische Wärme zwischen $13^\circ-98^\circ$ ist 0,12.

Die Atomanordnung ist nach röntgenometrischen Untersuchungen mutmaßlich die folgende. Das hexagonale Elementarparallelepiped hat die Dimensionen $a = 3,15$ A. E., $c = 12,30$ A. E. Es enthält zwei Moleküle MoS_2 , und zwar bilden die Schwerpunkte von Mo ein sogenanntes innenzentriertes hexagonales Gitter, wie die Elemente Mg, Be, Co usw. (siehe „Allgemeine Mineralogie“, Seite 617). Nur ist dieses Elementarparallelepiped viel länger gestreckt. Die Schwerpunkte von S_2 bilden ein um $\frac{1}{2}c$ verschobenes, gleichartiges Gitter, jedoch sind die S-Atome ziemlich weit auseinander gelegen, so daß jedes Mo-Atom in 6 gleichen, kürzesten Abständen von 6 S-Atomen, jedes S-Atom in 3 kürzesten Abständen von 3 Mo-Atomen umgeben ist. Die speziellen Punktlagen sind ungefähr:

Mo: $[\bar{0}00]$ $[\frac{1}{3} \frac{2}{3} \frac{1}{2}]$, S: $[0 \cdot 0 \cdot 0,37]$ $[0 \cdot 0 \cdot 0,37]$ $[\frac{1}{3} \cdot \frac{2}{3} \cdot 0,13]$ $[\frac{1}{3} \cdot \frac{2}{3} \cdot 0,13]$.

Parallel der Basis gibt es Schichten, die frei sind von kürzesten $\text{Mo} \rightarrow \text{S}$ -Bindungen, so daß die ausgezeichnete Spaltbarkeit verständlich wird.



Fig. 163. Molybdänit. $c\langle 0001 \rangle$, $u\langle 10\bar{1}8 \rangle$, $s\langle 1015 \rangle$, $l\langle 10\bar{1}3 \rangle$, $o\langle 1012 \rangle$, $r\langle 50\bar{5}8 \rangle$, $p\langle 10\bar{1}1 \rangle$, $m\langle 1010 \rangle$. A (Aldfield bei Quebec), B (Warren, N. H.) und C (Okanogan Co., Wash.) zeigen die tonnenförmige bis tafelige Ausbildung des Minerals. D (Frankford, Pa.) ist eine flächenreiche Kombination. An E (Adutschilon Geb.) wird die zur sechsseitigen Begrenzung senkrechtstehende Basisstreifung sichtbar.

Spezielle Morphologie: $a:c = 1:3,816$ (Moses-Wyckoff).

$$\angle (0001) / (10\bar{1}1) = 77^\circ 13';$$

$$\angle (0001) / (1012) = 65^\circ 35';$$

$$\angle (0001) / (3032) = 81^\circ 24'.$$

Molybdänit tritt fast ausschließlich in tafeligen bis blätterigen Kristallen ohne gute Seitenbegrenzung auf. Das Achsenverhältnis konnte an säuligen, tonnenförmigen und spitzbipyramidalen Kristallen (selten) bestimmt werden. Neben $\langle 0001 \rangle$ wurden die Formen $\langle 10\bar{1}1 \rangle$, $\langle 1012 \rangle$, $\langle 3032 \rangle$, $\langle 50\bar{5}8 \rangle$, $\langle 10\bar{1}3 \rangle$, $\langle 1015 \rangle$, $\langle 1018 \rangle$ konstatiert (Fig. 163). Die Bipyramiden erster Stellung sind somit der sozusagen einzigen Entwicklungszone angehörig, die horizontale Streifung auf den Seitenflächen ergibt sich daraus. Abgesehen von einer fraglichen Bi-Führung ist die Zusammensetzung ziemlich konstant, es ist daher bis heute unaufgeklärt, warum einzelne Messungen von den oben gegebenen Daten stark abweichen. Molybdänit ist ein typisches Mineral der hexagonalen planaren Modalität. Die Struktur zeigt, daß der von uns postulierte Zusammenhang zwischen den morphologischen Besonderheiten dieses Kristalltypus und der Atomanordnung richtig war.

Vorkommen: Molybdänit, das wichtigste Molybdänerz, ist ein perimagmatisches bis kontaktpneumatolytisches Mineral, das auch in Pegmatitgängen auftritt. Quarz ist häufigster Begleiter. Molybdänocker (MoO_3) kann durch Oxydation aus MoS_2 entstehen.

Brucitgruppe $\text{R}^{\text{II}}(\text{OH})_2$. Rhomboedrisch holoeidrisch

Die beiden wichtigsten Mineralien sind Brucit $\text{Mg}(\text{OH})_2$ und Pyrochroit $\text{Mn}(\text{OH})_2$.

Spezielle Kennzeichen: Der nach $\langle 0001 \rangle$ ausgezeichnet spaltbare Brucit tritt vorzugsweise in perlmutterglänzenden, farblosen, weißen, grauen bis grünlichen Blättern und Schuppen auf. Hier und da sind größere, tafelige Kristalle von relativ spitzen Rhomboedern seitlich begrenzt. Selten ist eine Art faserige Textur (Nemalith). Derbes Vorkommen ist in Gesteinen zu finden. Die Spaltblättchen des Brucites sind gemein biegsam, unelastisch. Der Glanz ist auf anderen Flächen als $\langle 0001 \rangle$ bloß glas- bis wachsartig. Die Kristalle sind meist nur durchscheinend. Härte $2\frac{1}{2}$. Spezifisches Gewicht 2,3—2,4. Manganhaltiger Brucit ist gelb bis rotbraun, doch zeigt der eigentliche Pyrochroit, frisch gebrochen, eine weiße Farbe, die erst am Tageslicht ins Dunkelbraune bis Schwarze übergeht.

Spezifisches Gewicht des Pyrochroites = 3,26.

Physikalische Eigenschaften: Brucit ist optisch positiv, Pyrochroit optisch negativ. Für rotes Licht wurde gefunden:

	ω	ϵ	$\epsilon - \omega$	
Brucit	1,559	1,580	+ 0,021	oft optisch anomal
Pyrochroit	1,723	1,681	- 0,042	Absorption $\omega > \epsilon$.

Die faserige Ausbildung des Brucites geht wahrscheinlich Richtungen parallel, die in der Form eines 6 strahligen Sternes auf der Basis als Schlagfigur erscheinen. Danach lassen sich die Blättchen leicht knicken. Pyroelektrizität nach c ist nachgewiesen worden.

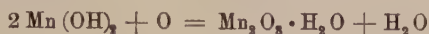
Thermisch ist Brucit negativ; als Achsenverhältnis des Isothermenellipsoids fand sich $a:c = 2,62:1$. Spezifische Wärme zwischen 20° und $50^\circ = 0,31$. Löslichkeit (g Substanz in 100 g Lösung) bei $18^\circ = 9 \cdot 10^{-4}$. Die Löslichkeit des Pyrochroites bei 25° ist von der Größenordnung 10^{-4} .

Die **Struktur** beider Mineralien ist bekannt. Folgendes sind die Größen der ein Molekül enthaltenden Elementarparallelepiped in hexagonaler Aufstellung.

	a	c	c:a
Brucit	3,13	4,75	1,521 (enthält jedoch 10,46% MnO)
Pyrochroit	3,34	4,68	1,40

Wenn die R-Atome das Nullpunktgitter bilden, kommen den O-Atomen Lagen zu, wie ungefähr $\left[\frac{2}{3} \cdot \frac{1}{3} \cdot 0,22\right]$ und $\left[\frac{1}{3} \cdot \frac{2}{3} \cdot 0,22\right]$ (siehe „Allgemeine Mineralogie“, Seite 621). Jedes O-Atom einer (OH)-Gruppe ist in drei gleichen, kürzesten Abständen mit 3 R-Atomen verbunden. Parallel $\langle 0001 \rangle$ gibt es breite Schichten, die von derartigen Bindungen völlig frei sind. Deshalb die ausgezeichnete Spaltbarkeit nach der

Basis. Sie ist so ausgezeichnet, wie bei dem Molybdänit mit viel größerem Achsenverhältnis $a:c$, weil hier im Elementarparallelepiped nur ein Molekül vorhanden ist. Bei Molybdänit sind ja auch in den Ebenen $\frac{1}{2}c$ Mo-Atome. Das zeigt, wie das Achsenverhältnis allein über den Grad der planaren Ausbildung keine genaue Auskunft zu geben vermag. An Luft aufbewahrte und opak (schwarz) gewordene Pyrochroitkristalle geben gestörte Lauediagramme (sogenannter Asterismus, da die Flecken zu kurzen Strahlen geworden sind). Es hat offenbar unter teilweiser Zerstörung des Kristallgebäudes die Reaktion



eingesetzt. Erhitzt man Brucit, so wird H_2O abgegeben, ohne daß äußerlich die Blättchenform sich ändert. Es entsteht eine Pseudomorphose von MgO nach $\text{Mg}(\text{OH})_2$, sogenannter Metabrucit. Auch dieser Metabrucit weist gestörte Lauediagramme (Asterismus) auf. Den gleichen Asterismus kann man durch Pressung senkrecht zu $\langle 0001 \rangle$ erzeugen.

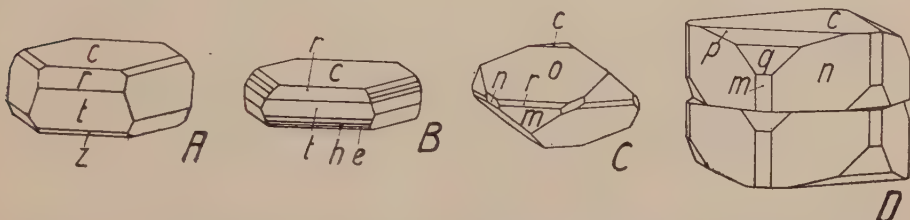


Fig. 164. Habitusbilder von Brucit (A, Texas; B, Achmatowsk) und Pyrochroit (C und D, Schweden). $c\langle 0001 \rangle$, $p\langle 10\bar{1}4 \rangle$, $o\langle 10\bar{1}2 \rangle$, $q\langle 30\bar{3}4 \rangle$, $r\langle 10\bar{1}1 \rangle$, $m\langle 10\bar{1}0 \rangle$, $t\langle 04\bar{4}1 \rangle$, $h\langle 07\bar{7}5 \rangle$, $e\langle 01\bar{1}2 \rangle$, $z\langle 01\bar{1}3 \rangle$, $n\langle 11\bar{2}0 \rangle$. Flächenreiche Kristalle von Brucit, wie sie in A und B dargestellt sind, finden sich selten. Die tafelige Ausbildung ist die gewöhnliche. Gleiche Ausbildung hat auch künstlicher Pyrochroit, wogegen C ausgeprägt rhomboedrisch ist. D kann als Zwillung gedeutet werden. Für sich scheinen die beiden Individuen rhomboedrisch hemimorph zu sein (q allerdings als „Rhomboeder“ entwickelt). Jedes dieser Individuen kann in die Stellung des anderen gebracht werden, wenn es um eine der Nebenachsen halbherumgedreht wird. $\langle 0001 \rangle$ ist Verwachsungsebene. Unter Voraussetzung rhomboedrischer Holoedrie wären die beiden Individuen parallel gestellt (p unvollständig ausgebildet).

Spezielle Morphologie des Brucites: Die rhomboedrischen Kristalle (Fig. 164, A u. B) lassen sich auf das *Hessenbergsche* Achsenverhältnis $a:c = 1:1,5208$ beziehen.

$$\angle(0001)/(10\bar{1}1) = 60^\circ 20\frac{1}{2}';$$

$$\angle(0001)/(01\bar{1}2) = 41^\circ 17';$$

$$\angle(10\bar{1}1)/(\bar{1}101) = 97^\circ 37\frac{1}{2}'.$$

Die Hauptformen sind (wie bei Pyrochroit Fig. 164, C und D) $\langle 0001 \rangle$ und $\langle 11\bar{2}0 \rangle$. Hämatit- oder glimmerähnliche, kurzsäulige bis dick-rhomboedrische Kristalle weisen auch die Formen $\langle 10\bar{1}1 \rangle$, $\langle 20\bar{2}1 \rangle$, $\langle 01\bar{1}3 \rangle$, $\langle 01\bar{1}2 \rangle$, $\langle 07\bar{7}5 \rangle$, $\langle 04\bar{4}1 \rangle$ auf. Eine horizontale Streifung in dieser Rhomboederzone ist nicht selten. Auch Brucit zeigt somit $\langle 0001 \rangle$ als Hauptform und die einfachsten dieser Fläche parallelen Zonen als Hauptzonen.

Chemische Verhältnisse und Vorkommen: Die meisten Brucite enthalten etwas $\text{Fe}(\text{OH})_2$ beigemischt. Umwandlungen in wasserhaltiges Magnesiumkarbonat oder Serpentin sind nicht selten. Brucit tritt in dolomitischen, schwach metamorphen Gesteinen, in Serpentin und in Hornblendeschiefern auf. Gemenge von Brucit mit Hydrargillit wurden Hydrotalkit genannt. Doch gibt es wohl auch eine gleichbenannte Verbindung $\text{Al}(\text{OH})_3 \cdot 3\text{Mg}(\text{OH})_2 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$.

Hydrargillit-Sassolingruppe $\text{R}^{\text{III}}(\text{OH})_3$

Monoklin und triklin, pseudohexagonal

Es gehören dazu die nicht streng isomorphen Mineralien Hydrargillit $\text{Al}(\text{OH})_3$ und Sassolin $\text{B}(\text{OH})_3$.

Hydrargillit (Gibbsit) $a:b:c = 1,7089:1:1,9184$ (*Brögger*)

$\angle\beta = 94^\circ 31'$ monoklin;

Sassolin, triklin . . . $a:b:c = 1,7329:1:0,9228$

$\angle\alpha = 92^\circ 30'$, $\angle\beta = 104^\circ 25'$, $\angle\gamma = 89^\circ 49'$ (*Haushofer*)
oder in Analogie mit Hydrargillit

$a:b:c = 1,7329:1:1,8456$

$\angle\alpha = 92^\circ 30'$, $\angle\beta = 104^\circ 25'$, $\angle\gamma = 89^\circ 49'$ (*Niggli*).

Spezielle Kennzeichen: 1. Hydrargillit. Dieses Mineral tritt in kleinen Schüppchen oder größeren, sechsseitigen Tafeln, sowie in strahlig-blättrigen Aggregaten und warzigen bis stalaktitischen Massen von etwas faseriger Textur auf. Die Aggregate sind oberflächlich matt. Die nach $\langle 001 \rangle$ tafeligen Kristalle sind perlmutterglänzend. Weiße Farbe, hie und da mit gelblichem, grünlichem, grauem oder rötlichem Ton, herrscht vor. Die Spaltbarkeit nach der Basis ist sehr vollkommen. Auf der Basis sind sechsstrahlige Schlagfiguren erzeugbar mit dem Hauptstrahl parallel der Symmetrieebene. Hydrargillit ist ein zähes Mineral von geringer Härte ($2\frac{1}{2}$ — $3\frac{1}{2}$). Das spezifische Gewicht ist 2,3—2,4.

2. Sassolin. Die nach $\langle 001 \rangle$ feinschuppigen bis tafeligen (oder auch pseudohexagonal säuligen) Kristalle sind auf $\langle 001 \rangle$, der ausgezeichneten Spaltfläche, perlmutterglänzend. Weiße, graue und farblose Sassoline sind talkähnlich. Gelbe, durch Schwefel verunreinigte, hie und da stalaktitische Massen sind außerdem bekannt. Das milde und in Spaltblättchen biegsame Mineral hat die Härte 1 und das mittlere spezifische Gewicht 1,48.

Physikalische Eigenschaften: Sassolin ist diamagnetisch, mittlere magnetische Suszeptibilität $\times 10^6$, bezogen auf die Masseneinheit, = —0,60. Die Löslichkeit (g Substanz in 100 g Lösung) befolgt in Abhängigkeit von der Temperatur folgenden Gang:

t°	0	12,2	21	31	40	50	60	69	80
l	2,59	3,69	4,90	6,44	8,02	10,35	12,90	15,58	19,11
t°	90	99,5	107,5						
l	23,30	28,10	36,70						

Oberhalb 107,5° bis ca. 139° tritt HBO₂ als Bodenkörper auf, oberhalb 139° H₂B₄O₇.

Die optischen Verhältnisse der beiden Mineralien differieren z. T. ziemlich stark.

	n _α	n _β	n _γ	Opt. Charakt. 2 V	
Hydrargillit	1,566 oder 1,565—1,572	1,566	1,587 1,58—1,59	+ 2 V klein variabel ρ > 0 oder ρ < 0	n _β b, n _γ /c = - 25°, schwankend auch n _α b (temperatur- abhängig?)
Sassolin . .	1,340	1,456	1,459	- 2 V = 7°	n _α nahezu ⊥ (001). Achsenebene fast b.

Für Hydrargillit werden auch andere, sehr abweichende Daten angegeben. Intensive Verzwillingung hindert oft die genaue optische Untersuchung.

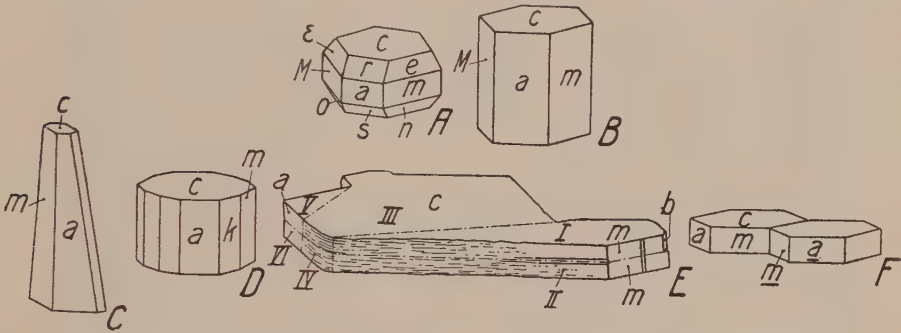


Fig. 165. Sassolin (A und B künstlich. Bei rascher Kristallisation als dünne Basistafelchen erhältlich) und Hydrargillit (C Ural; D Achmatowsk; E und D Langesundfjord; dünntafelig, prismatisch und pyramidal, ähnlich Glimmer). a <100>, c <001>, m <110>, M <110>, r <102>, s <102>, k <310>, n <112>, ε <112>, o <112>. E komplizierter Zwilling. I und III haben gemeinsame Basis. Überdies ist [010] des einen, [110] des andern parallel (vergl. F; wäre (110) Zwillingssebene, so bildeten die beiden c-Flächen einen Winkel von etwas über 4°). Wie I und III sind III und V, II und IV, IV und VI verwachsen. Für zwei übereinander gelegene Teile ist c Zwillingssebene.

Spezielle Morphologie: Das für Hydrargillit oben mitgeteilte Achsenverhältnis wurde von Brögger berechnet. Es entspricht bei pseudohexagonaler Deutung dem Fall B (S. 322), d. h. <110> und <100> bilden ein „hexagonales“ Prisma.

$$\begin{aligned}
 \angle (110) / (\bar{1}10) &= 60^\circ 49\frac{1}{2}', \\
 \angle (001) / (111) &= 44^\circ 18\frac{1}{2}', \\
 \angle (001) / (\bar{1}01) &= 50^\circ 50', \\
 \angle (10\bar{1}) / (110) &= 68^\circ 31\frac{1}{2}', \\
 \angle (211) / (001) &= 74^\circ 22'.
 \end{aligned}$$

$\langle 001 \rangle$, $\langle 110 \rangle$, $\langle 100 \rangle$ sind als Wachstumsformen meist einzig erkennbar. Sonst ist von den konstatierten Formen $\langle 010 \rangle$, $\langle 870 \rangle$, $\langle 210 \rangle$, $\langle 520 \rangle$, $\langle 310 \rangle$, $\langle 410 \rangle$, $\langle 920 \rangle$, $\langle 101 \rangle$, $\langle \bar{2}11 \rangle$, $\langle \bar{3}12 \rangle$, $\langle \bar{6}23 \rangle$ nur $\langle \bar{1}01 \rangle$ wichtig. Fast alle Kristalle sind verzwillingt. Es kann $\langle 001 \rangle$ Zwillingssebene oder $[130]$ Zwillingsachse sein. Außerdem gibt es noch schwieriger deutbare Verwachsungen (Fig. 165, C—F).

Schreibt man dem triklinen Sassolin das Achsenverhältnis $a:b:c = 1,7329:1:1,8456$ zu, so werden die an künstlichen Kristallen beobachteten Wachstumsformen zu: $\langle 001 \rangle$, $\langle 110 \rangle$, $\langle \bar{1}\bar{1}0 \rangle$, $\langle 100 \rangle$, $\langle 112 \rangle$, $\langle \bar{1}\bar{1}2 \rangle$, $\langle 102 \rangle$, $\langle \bar{1}1\bar{2} \rangle$, $\langle 10\bar{2} \rangle$. Es ist daher begreiflich, daß man gewöhnlich die c -Achse nur halb so groß wählt. Die Kristalle sind tafelig bis spitz rhomboedrisch-säulig (Fig. 165, A und B). Zumeist allerdings lassen sich wie bei Hydrargillit nur Blättchen parallel $\langle 001 \rangle$ erkennen. Zwillinge nach $[001]$ sind bei Sassolin nicht selten.

Die beiden Mineralien sind als zum planaren pseudohexagonalen Typ gehörig miteinander verwandt; indessen werden sie kaum ganz gleiche Struktur besitzen.

Vorkommen: Hydrargillit in mikroskopisch kleinen Schüppchen ist in tonigen Ablagerungen und in Verwitterungsprodukten von Tonerdesilikaten häufig zu finden. Größere Kristalle finden sich als letzte hydrothermale Produkte auf Gängen sowie in Smirgelgesteinen und Talk-schiefern.

Sassolin ist ein vulkanisches Sublimationsprodukt sowie eine Bildung aus relativ heißen, postvulkanischen Quellen.

Chalkosin (Kupferglanz) Cu_2S

Rhombisch holoedrisch, pseudohexagonal

Spezielle Kennzeichen: Chalkosin ist metallischglänzend, schwärzlichbleigrau, oft etwas bläulich oder matt angelaufen (Bildung von CuS = Kupferindig). Auch grünlich verfärbt er sich infolge Malachitbildung. Der Strich ist schwärzlichbleigrau. Die Reflexionsfarbe der Anschliffe ist deutlich bläulichweiß. Härte 2—3. Spezifisches Gewicht 5,5—5,8 (künstlich, rein ist $s^{25}_4 = 5,785$). Bruch muschelig. Spröde. Die Spaltbarkeit ist nur undeutlich nach $\langle 110 \rangle$, daneben werden beim Anätzen von Anschliffen noch sogenannte Ätzspaltbarkeiten nach $\langle 001 \rangle$, $\langle 010 \rangle$ und undeutlich nach $\langle 100 \rangle$ sichtbar.

Physikalische Eigenschaften: Die magnetische Suszeptibilität $\times 10^6$ wurde an Cu_2S bei 17° zu $-0,14$ bestimmt. Spezifische Wärme zwischen 20° und $50^\circ = 0,12$. Löslichkeit bei $18^\circ = 4,94 \cdot 10^{-5}$. Die Bildungswärme wurde aus der Reaktion $2\text{Cu} + \text{S} = \text{Cu}_2\text{S}_{\text{Krist}}$ zu 19000 cal pro Mol bestimmt.

Beim Erhitzen wandelt sich reines, rhombisches Cu_2S bei 91°C in eine kubische Modifikation um, die erst bei 1130° schmilzt.

Spezielle Morphologie: Derbe, körnige, muschelrig brechende Aggregate sowie pseudohehexagonale, tafelige Kristalle charakterisieren Chalkosin. Andererseits sind auch Stufen von etwas helleren, lamellar struierten Aggregaten mit scheinbar oktaedrischer Spaltbarkeit häufig. Die letzteren (Fig. 166) stellen Paramorphosen nach der oberhalb 91° entstandenen kubischen Modifikation dar. Bei der Umwandlung der kubisch offenbar häufig nach $\langle 111 \rangle$ verzwilligten Substanz zerfallen die Oktaeder gewöhnlich in 12 rhombische Individuen, deren kristallographische



Fig. 166. Der lamellare Bau nach dem Oktaeder des oberhalb 91° kubischen Kupferglanzes bleibt bei der Umwandlung in die rhombische Modifikation erhalten und tritt bei der Ätzung (hier mit 1:5-KCN-Lösung) der polierten Anschliffe deutlich hervor. Tsumeb-Mine. Vergr. 60 fach.

Achsen parallel zwei Digyren und einer Tetragyre des kubischen Eduktes orientiert sind (lamellarer Kupferglanz als „geologisches Thermometer“).

Der gewöhnliche, pseudohehexagonale Kupferglanz (Fig. 167) zeigt folgende kristallographischen Konstanten:

$$a:b:c = 0,5822:1:0,9701 \text{ (Miller)}$$

$\angle (111) / (001) = \varphi_0$	$\angle (021) / (001)$	$\angle (023) / (001)$
$62^\circ 35\frac{1}{2}'$	$62^\circ 44'$	$32^\circ 53\frac{1}{2}'$
$\angle (113) / (001)$	$\angle (110) / (\bar{1}\bar{1}0)$	$\angle (130) / (010)$
$32^\circ 44'$	$60^\circ 25'$	$29^\circ 47\frac{1}{2}'$

Zunächst ergibt sich daraus die ausgesprochene Pseudohehexagonalität der Kristalle: $\langle 110 \rangle$ und $\langle 010 \rangle$ bilden zusammen ein nahezu hexagonales

Prisma, z. B. $\langle 10\bar{1}0 \rangle$, entsprechend $\langle 100 \rangle$ und $\langle 130 \rangle$ das Prisma II. Stellung. Zu ein und derselben hexagonalen Bipyramide würden zusammen gehören: $\langle 111 \rangle$ und $\langle 021 \rangle$, ferner $\langle 113 \rangle$ und $\langle 023 \rangle$, sodann auch $\langle 114 \rangle$ und $\langle 012 \rangle$ oder $\langle 112 \rangle$ und $\langle 011 \rangle$. Das Vorhandensein beider Teilformen dieser pseudo-hexagonalen „Gesamtformen“ erhöht bei den nach $\langle 001 \rangle$ tafeligen Kristallen den hexagonalen Habitus. Jedoch sind in der Zone der a-Achse oft noch mehr Formen vorhanden, wobei auch die Basis nach der a-Achse

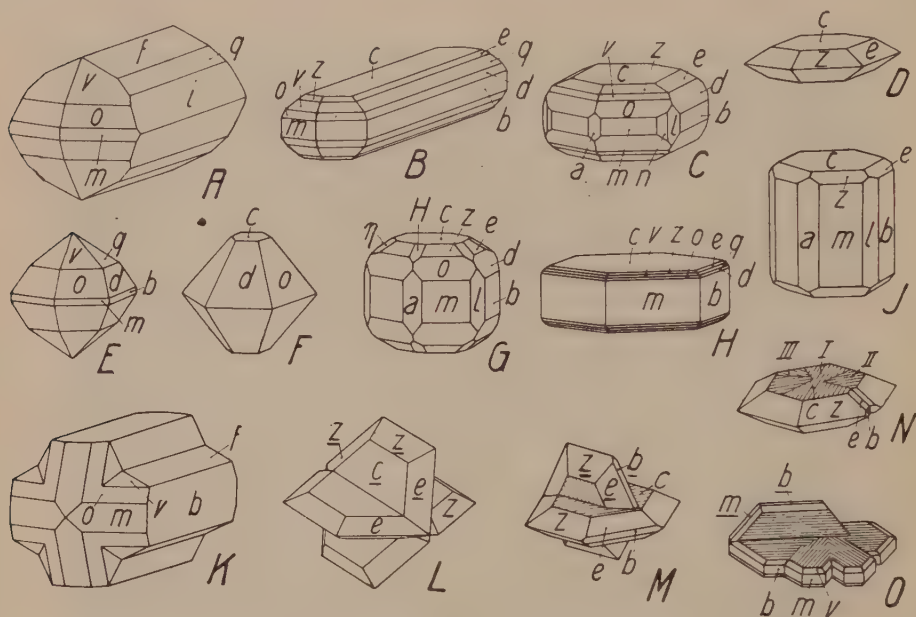


Fig. 167. Habitusbilder von Chalkosin. a $\langle 100 \rangle$, b $\langle 010 \rangle$, c $\langle 001 \rangle$, i $\langle 052 \rangle$, d $\langle 021 \rangle$, q $\langle 011 \rangle$, e $\langle 023 \rangle$, f $\langle 012 \rangle$, H $\langle 103 \rangle$, m $\langle 110 \rangle$, n $\langle 230 \rangle$, l $\langle 130 \rangle$, o $\langle 111 \rangle$, v $\langle 112 \rangle$, z $\langle 113 \rangle$, η $\langle 136 \rangle$. Die Kombination B, an der zu jedem Prisma $\langle 0 \cdot 2h \cdot 1 \rangle$ die pseudo-hexagonal zugeordnete Bipyramide $\langle hhl \rangle$ erscheint, vermittelt zwischen dem deutlich rhombischen, nach der a-Achse gestreckten (A, Monte Catini) und dem eigentlich pseudo-hexagonalen Habitus. Je nach dem relativen Größenverhältnis von Basis, Bipyramiden und Prismen resultieren säulige, bipyramidale, tafelige Typen (C, Böhmen; D, Bourbonne les Bains; E, Ural; F; G und J, Cornwall; H). Neben dem gewöhnlichen, von m und b gebildeten pseudo-hexagonalen Prisma erscheint an C, G und J auch das durch a und l bedingte Prisma der anderen Stellung. An G ist zudem noch eine Bipyramide dieser zweiten Stellung entwickelt (H, η). Die zu $[100]$ parallele Streifung auf der Basis von M, N, O läßt die zonale Wichtigkeit der a-Achse (vergl. A, B, K) schön hervortreten. Auf Grund dieser Streifung kann N ohne weiteres als Drilling gedeutet werden. Das Individuum I ist richtig orientiert. II und III sind seine Spiegelbilder nach den Flächen von $\langle 110 \rangle$. Ein solcher Drilling ist auch der horizontale Teil von O (Bristol). Mit seinem größten, von links nach rechts verlaufenden Teilkristall ist ein viertes Individuum (mit unterstrichenen Buchstaben) verzwilligt. Zwillings Ebenen $\langle 032 \rangle$. Bei K (Monte Catini) ist $\langle 011 \rangle$ Zwillings Ebene, wogegen bei L (Cornwall) und M (Streifung beachten!) sowohl die Zwillings Ebene wie die Verwachsungsebene der Form $\langle 112 \rangle$ angehören.

gestreift erscheinen kann. Nur drei wichtige Zonenverbände lassen sich erkennen (Fig. 168). 1. Zone $[100]$, 2. Zone $[110]$, 3. Zone $[001]$. Es sind das in hexagonaler Auffassung die Randkantenrichtungen einer Bipyramide I. Stellung und die Prismenzone. Infolge dieser schwachen Entwicklung läßt sich über die nähere Parallelisierung mit richtig hexagonalen Typen wenig aussagen.

Das pseudohexagonale Achsenverhältnis $0,5822 : 1 : 0,9701$ würde zu $1 : 1,666$, wäre also ähnlich dem von Wurtzit usw. Es entspricht nahezu dem Verhältnis der halben

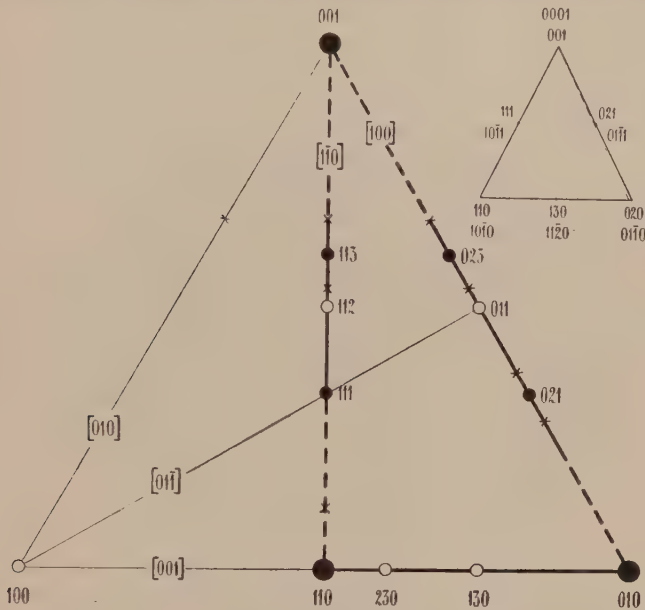


Fig. 168. Dreiecksprojektion von Chalkosin. Die Flächen der $[100]$ - und $[1\bar{1}0]$ -Zone entsprechen hexagonalen Bipyramiden erster Stellung, und zwar liegen zusammengehörige Flächen je auf einer zur Dreiecksbasis parallelen Geraden. Über das kleine Dreieck rechts oben vergl. Fig. 155. Die gestrichelte Seitenlinie rechts bestimmt mit der Seitenlinie links ein gleichschenkliges Dreieck und läßt deutlich erkennen, wie wenig das pseudohexagonale, ungleichseitige Dreieck $110, 020, 001$ vom hexagonalen Idealfall abweicht.

Flächendiagonale eines Würfels zu $\frac{2}{3}$ der Körperdiagonalen. Die Kristalle sind aber auch pseudotetragonal nach der a -Achse. Sie können daher auch wohl einen deformierten, kubisch innenzentrierten Typus darstellen, dessen a -Achse einer Würfelkante, dessen b - und c -Achsen Würfelflächendiagonalen entsprechen. (Siehe auch Orientierung der Paramorphosen oben). Die Diagonalebene (Rhombendodekaederfläche) eines innenzentrierten kubischen Gitters stellt eine Netzebene dar, die sich in zentrierte Sechsecke einteilen läßt, deren Diagonalenwinkel statt 60° viermal $54^\circ 44\frac{1}{8}'$ und zweimal $70^\circ 31\frac{3}{4}'$ betragen. Durch Deformation kann sich daraus eine nahezu pseudohexagonale Netzebene entwickeln.

Das Achsenverhältnis des rhombischen Kupferglanzes kommt, wie betont, dem Verhältnis $1 : \sqrt{3} : 2\sqrt{\frac{2}{3}}$ sehr nahe. Es ist wahrscheinlich, daß ein Gitterkomplex der

sogenannten dichtesten hexagonalen Packung vorhanden ist, somit bereits Analogie zum Subtypus b der hexagonal isometrischen Kristalle besteht.

Da nun im rhombischen System für die Indizes $[uvw]$ einer Normalen auf der Ebene (hkl) die Beziehungen

$$\frac{a^2}{h} u = \frac{b^2}{k} v = \frac{c^2}{l} w$$

bestehen, so ergibt sich durch Einsetzen obiger Werte ohne weiteres

$$\frac{1}{h} u = \frac{3}{k} v = \frac{4 \cdot 2}{3 l} w,$$

woraus folgt, daß zu jeder relativ einfachen Fläche eine Pseudonormale mit relativ einfachen $[uvw]$ -Werten gehört. Nach Seite 178 der „Allgemeinen Mineralogie“ ist dies günstig für Zwillingbildungen. In der Tat werden bei Kupferglanz Zwillinge (und Drillinge) nach (110) , (130) , (112) , (011) , (032) und (201) angegeben. Auf (110) steht mit $90^\circ 25'$ $[130]$ nahezu senkrecht, auf (130) naturgemäß $[110]$. $[043]$ bildet mit (032) einen Winkel von $91^\circ 32'$, $[312]$ mit (112) einen Winkel von $92^\circ 7'$. Die Pseudonormale von (011) wäre $[011]$, bzw. $[089]$. Auf (201) stehen $[16 \cdot 0 \cdot 3]$ oder $[501]$ nahezu senkrecht. Künstlich lassen sich unter Druck durch Pressung Zwillinge nach (201) und (131) herstellen.

Chemische Verhältnisse und Vorkommen: Chalkosin besitzt häufig einen höheren S-Gehalt als der Formel Cu_2S entspricht. Dabei nimmt das spezifische Gewicht ab. Für reines Cu_2S ist $s^{25^\circ/25^\circ}$ (vergl. „Allgem. Mineralogie“, S. 248) = 5,802. Beträgt der CuS-Gehalt 17,32 Gewichtsprozent, so ist s nur noch 5,562. Der Gehalt an CuS ist vom Schwefeldampfdruck abhängig. Mit zunehmendem CuS-Gehalt erhöht sich die Umwandlungstemperatur in die kubische Modifikation. Bei mehr als 8% CuS ist die Umwandlung nicht mehr wahrnehmbar. Andererseits deuten Einlagerungen von Kupferindig in rhombischem Kupferglanz auf Entmischungen während der unter Abkühlung erfolgten Umwandlung. Cu_2S scheint z. T. mit Ag_2S mischbar zu sein (Stromeyerit). Chalkosin bildet Pseudomorphosen nach Bornit, Chalkopyrit, Galenit, Pyrit und Millerit. Umwandlungen des Minerals in Covellin, Bornit, Chalkopyrit, Cuprit, gediegen Kupfer, Malachit und Azurit sind bekannt.

Es ist Chalkosin ein nicht gerade seltenes, primäres und sekundäres Kupfererz apomagmatischer Lagerstätten. Neben Bornit und anderen Kupfererzen findet es sich auch in imprägnativen oder sedimentären Kupfererzlagerstätten, wobei es als Vererzungsmittel von organischen Bestandteilen auftreten kann.

Covellin (Kupferindig) CuS . Hexagonal oder bloß pseudohehexagonal

Spezielle Kennzeichen: Das in dichten Überzügen und Massen, jedoch nur selten kristallin in Tafeln auftretende Mineral ist halbmatt glänzend bis matt, von indigoblauer bis schwarzer Farbe. Purpurne Anlauffarben sind nicht selten. Die Härte ist $1\frac{1}{2}$ —2, das spezifische Gewicht liegt um 4,6. Der Strich ist schwarz, schimmernd. Covellin besitzt vollkommene Spaltbarkeit nach der Basis, d. h. parallel

der Tafelform. Die Spaltblättchen sind biegsam; das Mineral ist milde. Naturgemäß kommt in derben Stücken und dann, wenn Covellin Überzüge bildet, die Spaltbarkeit nicht zur Geltung.

Im Anschliff ist das Reflexionsvermögen wechselnd, dunkelkornblumenblaue und hellblaußblaue Reflexionsfarben sind wahrnehmbar. Einbettung des Anschliffes in Zedernholzöl erzeugt purpurrote bis rosaviolette Farben.

Physikalische Eigenschaften: Covellin ist optisch negativ. An 0,005 mm dicken Plättchen wurden folgende Brechungsindizes bestimmt:

λ (in $\mu\mu$)	635	610	589	570	520	505
n	1,00	1,33	1,45	1,60	1,83	1,97.

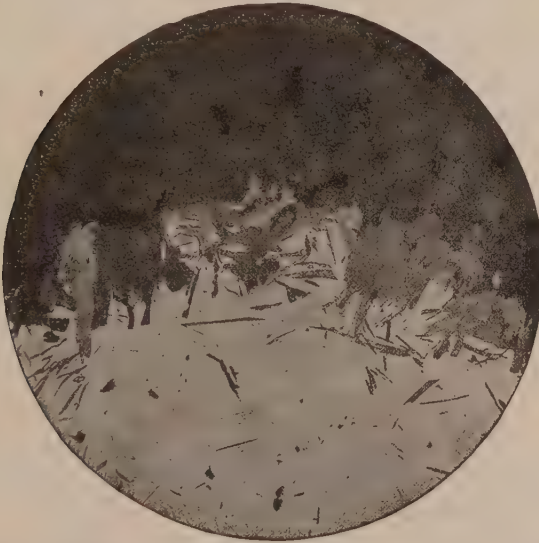


Fig. 169. Polierter Erzanschliff. Der hellere, also durch höheres Reflexionsvermögen ausgezeichnete Teil ist Chalkosin, die dunklere, mithin weniger reflektierende Partie ist Dolomit. An der Grenze beider sind leistenförmige Querschnitte von neugebildeten Covellinblättchen sichtbar. Tsumeb-Mine. 82fache Vergr.

Für CuS ist bei 17° die magnetische Suszeptibilität $\times 10^6 = -0,18$. Die spezifische Wärme ist wie folgt gemessen worden.

$t^\circ = -130$	-39	$+25$	0 bis 100	0 bis 300
$c = 0,0853$	0,1109	0,1243	0,1432	0,1690.

Bei höheren Temperaturen dissoziiert CuS in Cu_2S und S. Der Partialdruck des Schwefeldampfes beträgt dabei in mm Hg

$^\circ\text{C}$	p (mm Hg)	$^\circ\text{C}$	p (mm Hg)
400	1,5	468	93
410	2,7	475	170
433,7	9,7	482	320
450	31	485	393
460	55	490	510.

Löslichkeit bei $18^{\circ} = 3,4 \cdot 10^{-5}$. Bildungswärme (direkt bestimmt) = 11600 cal pro Mol.

Spezielle Morphologie: Einzelindividuen sind meist erst unter dem Mikroskop zu erkennen. Dann erscheint ein blätteriges bis scheinbar verworrenstrahliges Gefüge. Sehr häufig findet man Covellin auch nur als Saum um Chalkosin, aus dem es durch Oxydation entstanden ist (Fig. 169). Die wenigen meßbaren Kristalle haben noch nicht die Bestimmung sicherer morphologischer Konstanten ermöglicht. Es werden Achsenverhältnisse wie 1:1,1455 (*Buchrucker*) und 1:1,073 (umgerechnet

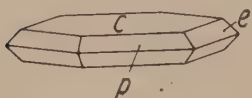


Fig. 170. Covellin von Bor (Serbien). Von *Stevanović* wurden die Kristalle monoklin gedeutet: $p = \langle 111 \rangle$, $e = \langle 021 \rangle$, $c = \langle 001 \rangle$. Das pseudohexagonale Achsenkreuz $a:c = 1:1,073$ ergibt sich, wenn pe zu $\langle 10\bar{1}1 \rangle$ gewählt wird.

nach *Stevanović*) angegeben. Auch ist möglicherweise das Mineral bloß monoklin, pseudohexagonal (*Stevanović*) und stark verzwillingt. Neben der Basis findet man meist nur ein „hexagonales“ Prisma oder eine „hexagonale Bipyramide“ (Fig. 170), doch spricht treppenartiger Bau der Bipyramiden für die Anwesenheit mehrerer Formen der zugehörigen Zonen.

Vorkommen und Entstehung: Covellin ist fast durchwegs ein sekundäres Kupfererz. Es bildet sich als Glied der Oxydationsreihe Chalkosin \longrightarrow Covellin \longrightarrow Cuprit \longrightarrow Malachit, oder es entsteht bei Entmischungen und Umsetzungen aus Chalkopyrit, Fahlerz, Enargit und Bornit.

Ein dem Covellin ähnliches Achsenverhältnis kommt dem Cinnabarit oder Zinnober zu. Morphologisch ist dieses Mineral besonders interessant, weil es pseudokubische und pseudohexagonale Züge in sich vereinigt. Es kristallisiert trigonal (rhomboedrisch) trapezoedrisch, kann also rhomboedrische oder hexagonale Translationsgruppe besitzen. Trotz der bereits prismatischen Spaltbarkeit gehört es eher dem hexagonal (trigonal) tafeligen Typus an als dem stengeligen. Auf keinen Fall zeigt es nähere Verwandtschaft mit der isometrisch hexagonalen Ausbildung, der wir uns nachher zuwenden müssen. Da gut ausgebildete Kristalle dieses Minerals verhältnismäßig selten sind, können wir seine Morphologie, trotz des besonderen Interesses, das sie darbietet, nicht eingehend besprechen.

Cinnabarit (Zinnober) HgS . Rhomboedrisch enantiomorph

Spezielle Kennzeichen: Cinnabarit besitzt Diamant- bis Metallglanz, jedoch sind matte, erdige Vorkommnisse weit verbreitet. Die Farbe ist cochenillrot, oft mit Stich ins Braunrote bis Bleigraue. Der Strich ist scharlachrot. Die Spaltbarkeit nach $\langle 10\bar{1}0 \rangle$ ist recht gut; im

übrigen ist der Bruch uneben. Das spezifische Gewicht beträgt 8,0 bis 8,2 (rein, synthetisch = 8,176 bei 25°). Härte 2 bis 2½.

Physikalische Eigenschaften: Cinnabarit ist optisch einachsigt positiv, mit hoher Licht- und Doppelbrechung, sowie mit sehr starker optischer Aktivität.

	λ (in $\mu\mu$)	ω	ε	$\varepsilon - \omega$
$t = 20^\circ \text{ C}$	599,0	2,9026	3,2561	0,3535
	636,3	2,8499	3,1887	0,3388
	762,1	2,7605	3,0683	0,3078.

In dünnen Blättchen ergibt sich folgender Pleochroismus: ε = orangerot; ω = dunkelrot.

Beim Erhitzen wird Zinnober schwarz undurchsichtig. Dem entspricht eine Verschiebung der Absorptionsgrenze nach größeren Wellenlängen bei zunehmender Temperatur, wobei die Grenze für ε immer bei etwas kürzeren Wellenlängen bleibt als die für ω .

Rose erhielt beispielsweise für eine Platte parallel (1010) von der Dicke 0,129 mm :

	Absorptionsgrenze bei λ in $\mu\mu$	
Temperatur	ω	ε
+ 14° C	596	587
+ 132° C	636	629
+ 260° C	667	660.

Für Wellenlängen in der Nähe der Absorptionsgrenze ist der Temperatureinfluß auf die Brechungsindizes bedeutend größer als für längere Wellenlängen.

Es ist z. B. in Einheiten der vierten Dezimale die mittlere Änderung der Lichtbrechung für 1°:

Zwischen	$\lambda = 612,7 \mu\mu$		$\lambda = 718,5 \mu\mu$	
	ω	ε	ω	ε
— 50° und + 12°	0,82	1,40	0,18	0,77
+ 12° und + 77°	1,30	2,38	0,22	0,82
+ 77° und + 142°	im Absorptions- gebiet		0,75	1,49
+ 142° und + 200°			0,88	1,36.

Im engeren Zusammenhang mit der Absorption stehen die Erscheinungen der lichtelektrischen Leitfähigkeit, die von deutlich anisotropem (enantiomorphem) Charakter ist. Zunehmende Temperatur erhöht die Leitfähigkeit und verschiebt ihr Maximum, wie die Durchlässigkeitsgrenze, nach höheren λ hin.

Das spezifische Drehvermögen wächst gleichfalls in der Nähe des Absorptionsgebietes und nimmt mit steigender Temperatur zu. Für 19° C erhält man die Werte (Basisplatten):

$\lambda = 589,3 \mu\mu$	627,8 $\mu\mu$	656,3 $\mu\mu$	718,8 $\mu\mu$	762,1 $\mu\mu$
$\rho = 555,0^\circ$	322,5°	241,4°	132,6°	86,2°.

Zinnober ist ein schlechter Leiter für den elektrischen Strom. Thermisch ist er positiv; das Isothermenellipsoid hat das Achsenverhältnis $a:c = 0,85:1$. Über die spezifische Wärme geben folgende Zahlen Aufschluß:

C° = — 134	— 37	— 24
c = 0,0391	0,0487	0,0515.

Linearer Ausdehnungskoeffizient für 40° ist $2147 \cdot 10^{-8} \| c$ und $1791 \cdot 10^{-8} \perp c$.

Die Bildungswärme, nach indirekter Methode bestimmt, beträgt 10900 cal pro Mol. Bei 18° sind in 100 g Lösung $1,25 \cdot 10^{-6}$ g HgS enthalten.

Zinnober sublimiert. Bei 580° erreicht der Sublimationsdruck 760 mm. Unter hohem Druck läßt sich Cinnabarit bis zum relativ hohen Schmelzpunkt (ca. 1450°) erhitzen, ohne zu zerfallen.

Die **Struktur** des Cinnabarites ist durch folgende Daten charakterisiert. Im hexagonalen Elementarparallelepiped mit $a = 4,15$, $c = 9,51$ A. E. sind 3 Moleküle HgS enthalten. Sowohl die Hg- wie die S-Atome bilden parallel (0001) Netzebenen von zentrierten Sechsecken. Es alternieren längs c in regelmäßiger Weise solche Hg- und S-Ebenen. Die spezielle Anordnung ist eine nahezu (aber sicherlich nicht völlig) rhomboedrische. Die Ähnlichkeit mit der Quarzstruktur ist recht groß, indessen liegen die Atomenebenen (0001) weiter auseinander. Die rationalen Hauptbindungsrichtungen sind diejenigen zwischen gleichartigen Atomen; sie gehen den a -Achsen parallel. Diese Struktureigentümlichkeiten spiegeln sich in der Morphologie in ausgezeichneter Weise. Der relativ langen c -Achse entsprechend ist Cinnabarit gerne tafelig entwickelt. (0001) ist eine Hauptform. Andererseits sind die Zonen der a -Achsen (die Rhomboederzonen) Hauptentwicklungszonen. Die Flächenentwicklung ist eine derartige, daß, wie einleitend betont, eine rhomboedrische Translationsgruppe nicht ganz ausgeschlossen, aber doch unwahrscheinlich ist. Damit im Zusammenhang steht die angenähert rhomboedrische Teilchenanordnung. Strukturell ergibt sich als Achsenverhältnis $a:c = 1:2,29$. Bis jetzt war eine Aufstellung üblich mit halb so großer c -Achse ($a:c = 1,1453$ nach *Schabus*). Das Einheitsrhomboeder erschien dann würfelförmig, doch zeigt schon die hexagonal prismatische Spaltbarkeit, daß auf diese Analogie nicht zu viel Gewicht gelegt werden darf. Wir legen der nachfolgenden Betrachtung das strukturell als richtig befundene Achsenverhältnis $a:c = 1:2,2906$ zugrunde. Die Ursache, warum Cinnabarit bei diesem Achsenverhältnis nicht noch ausgesprochener tafelig erscheint, liegt darin, daß längs der c -Achse drei Hg- und S-Ebenen verschiedener Stellung alternieren. Es ist also eine starke Unterteilung vorhanden.

Spezielle Morphologie: Vorzugsweise tritt das Mineral in Form erdiger Anflüge oder derber bis körniger Aggregate auf. Die kleinen, guten Kriställchen sind meistens rhomboedrisch, kurzsäulig, tonnenförmig oder tafelig ausgebildet (Fig. 171). Es werden gewöhnlich die größer ausgebildeten und zahlreicheren Rhomboeder als positive, die anderen als negative in Rechnung gestellt. $a:c = 1:2,2906$ (nach *Schabus* verdoppelt) mit folgenden Winkeln:

$$\begin{array}{lll} \rho_0 = (10\bar{1}2) / (0001) & (10\bar{1}2) / (\bar{1}102) & (10\bar{1}4) / (0001) \\ 52^{\circ} 54\frac{1}{4}' & 87^{\circ} 23' & 33^{\circ} 28\frac{1}{2}' \\ (\bar{1}104) / (01\bar{1}4) & (30\bar{3}2) / (0001) & \\ 32^{\circ} 34' & 75^{\circ} 51' & \end{array}$$

Die Hauptentwicklungszonen sind die Zonen der positiven und negativen Rhomboeder, von denen ca. 70 verschiedene bekannt sind. Es sind in hexagonaler Auffassung die Zonen $[2\bar{1}10]$, bzw. in trigonal-rhomboedrischer Schreibweise die Zonen $[1\bar{1}0]$. Streifungen, Riefungen und gekrümmte Flächen innerhalb dieser Zonen sind häufig. Wichtigste Wachstumsformen sind: $\langle 0001 \rangle$, $\langle 10\bar{1}0 \rangle$, $\langle 01\bar{1}2 \rangle$, $\langle 10\bar{1}3 \rangle$, $\langle 10\bar{1}5 \rangle$, $\langle 10\bar{1}1 \rangle$, $\langle 1012 \rangle$, $\langle 10\bar{1}4 \rangle$, $\langle 30\bar{3}2 \rangle$, $\langle 01\bar{1}1 \rangle$, $\langle 01\bar{1}3 \rangle$. Dazu kommen einige trigonale Bipyramiden aus den Zonen $[10\bar{1}0]$, bzw. $[2\bar{1}1]$, wie $\langle 22\bar{4}1 \rangle$ usw. Trapezoeder sind relativ spärlich, am größten ausgebildet sind etwa

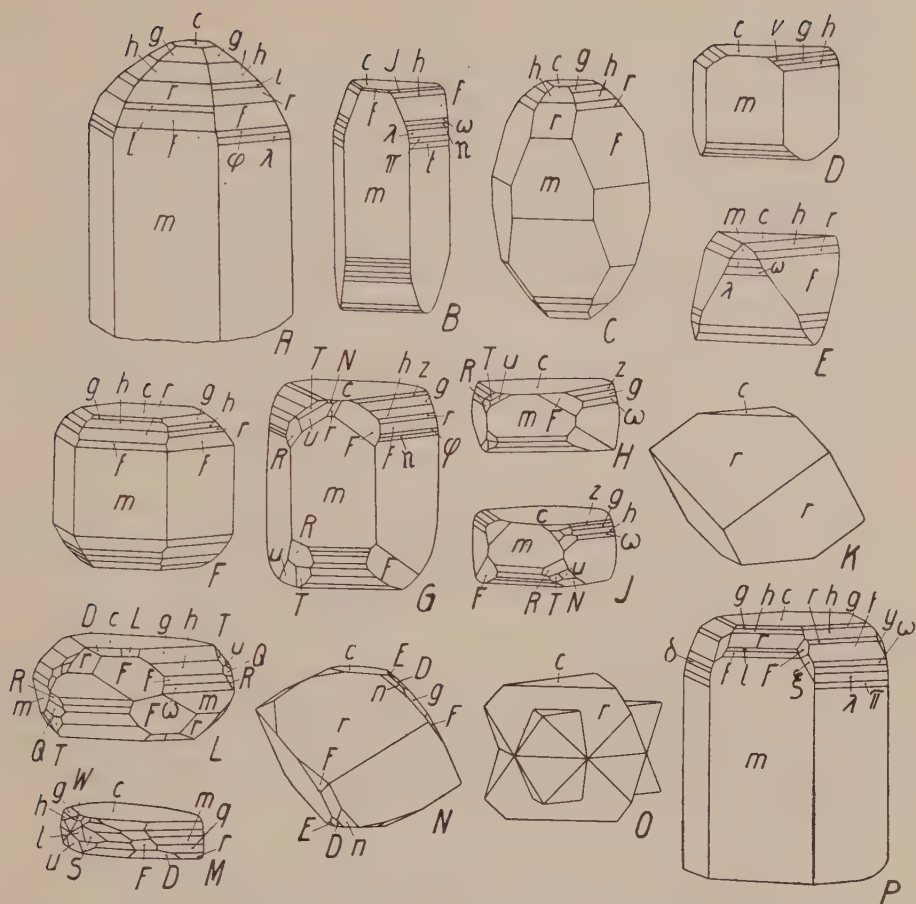


Fig. 171. Cinnabarit. Habitusbilder des Vorkommens von Avala, Serbien. Einzig O ist nach einem uralischen Vorkommen gezeichnet. Die Aufstellung ist so gewählt, daß die zahlreicheren Rhomboeder als negative erscheinen. Folgende finden sich in positiver und negativer Stellung: $g\langle 1014 \rangle$, $h\langle 1013 \rangle$, $r\langle 1012 \rangle$, $f\langle 1011 \rangle$. Nur positiv ist: $l\langle 2023 \rangle$, nur negativ sind: $t\langle 0441 \rangle$ (in Fig. M steht t für R), $\pi\langle 0331 \rangle$, $\lambda\langle 0552 \rangle$, $\delta\langle 0553 \rangle$, $n\langle 0774 \rangle$, $\omega\langle 0332 \rangle$, $\varphi\langle 0554 \rangle$, $i\langle 0225 \rangle$, $J\langle 0 \cdot 3 \cdot 3 \cdot 10 \rangle$, $v\langle 0116 \rangle$, $z\langle 0118 \rangle$. Trigonale Bipyramiden II. Stellung sind (ohne Rücksicht auf die Lage): $\xi\langle 1121 \rangle$, $y\langle 1123 \rangle$, $u\langle 1124 \rangle$, $n\langle 1128 \rangle$, $N\langle 1129 \rangle$. Die Trapezoeder (alle als rechte symbolisiert) haben relativ komplizierte Symbole: $D\langle 2 \cdot 1 \cdot 3 \cdot 14 \rangle$, $E\langle 5 \cdot 1 \cdot 6 \cdot 26 \rangle$, $F\langle 5 \cdot 3 \cdot 8 \cdot 10 \rangle$, $L\langle 3 \cdot 2 \cdot 5 \cdot 23 \rangle$, $Q\langle 2135 \rangle$, $R\langle 3144 \rangle$, $S\langle 4155 \rangle$, $T\langle 3 \cdot 2 \cdot 5 \cdot 12 \rangle$. Basis $c\langle 0001 \rangle$ und Prisma $m\langle 1010 \rangle$ sind z. T. die herrschenden Formen. A—F und K sind prismatische bis rhomboedrische Kristalle, an denen die charakteristischen Symmetrieverhältnisse der Enantiomorphie nicht zum Ausdruck gelangen. Rechte Trapezoeder in positiver und negativer Stellung, sowie linke trigonale Bipyramiden sind in G, H, L und M vorhanden. J und N besitzen linke Trapezoeder und rechte trigonale Bipyramiden. Am Kristall P kommen rechte und linke trigonale Bipyramiden vor, was an einfachen Kristallen wohl nicht beobachtet wird. Ein Penetrationszwilling ist O und zwar bleibt es sich, geometrisch gesprochen, gleichgültig, ob $\langle 1120 \rangle$ als Zwillingsene oder $[0001]$ als Zwillingsachse gedeutet wird.

noch $\langle 2 \cdot 1 \cdot \bar{3} \cdot 14 \rangle$ (rechts), $\langle 5 \cdot 3 \cdot \bar{8} \cdot 10 \rangle$ (rechts), bzw. $\langle 3 \cdot \bar{1} \cdot \bar{2} \cdot 14 \rangle$ (links), $\langle 8 \cdot 3 \cdot 5 \cdot 10 \rangle$ (links). Auch $\langle 21\bar{3}3 \rangle$ ist konstatiert worden. Außer den einfachen hexagonalen Prismen 1. und 2. Stellung wurden keine Prismen beobachtet. Durchdringungszwillinge nach $\langle 11\bar{2}0 \rangle$ (rechts und links, wie Brasilianer Gesetz bei Quarz), sowie Zwillinge nach (0001) oder $[0001]$ sind bekannt.

Chemische Verhältnisse und Vorkommen: Die Substanz HgS scheint dimorph oder trimorph zu sein, doch ist Cinnabarit die stabile Modifikation. Metacinnabarit ist schwarz und kristallisiert kubisch hemimorph.

. Die Struktur entspricht derjenigen der Zinkblende mit $a = 5,85$ A.-E., bei einem spezifischen Gewicht von 7,69. Es ist bemerkenswert, daß die Ebenen senkrecht zu den Triglyren von Metacinnabarit genau gleiche Belastungsverhältnisse aufweisen wie die Ebenen senkrecht zu $[0001]$ von Cinnabarit.

Die dritte, scharlachrote, künstlich hergestellte, hexagonale Modifikation vom spezifischen Gewicht 7,20 und mit $n_{Li} = 2,59$, $\epsilon_{Li} = 2,83$ entspricht vielleicht dem natürlich vorkommenden Guadalcazorit, dessen spezifisches Gewicht zu 7,15 bis 7,12 angegeben wird (? rhomboedrisch holloedrisch).

Cinnabarit bildet hie und da Pseudomorphosen nach Pyrit, Hg-haltigem Fahlerz, Antimonit, Braunspat und Baryt. In den (oft imprägnativen) apomagmatischen Erzlagerstätten tritt das wichtige Quecksilbererz mit FeS_2 , Antimonit, Realgar, Quarz, Opal, seltener mit Baryt und Fluorit oder Gold auf.

Obschon von dem weichen Mineral Carnallit keine Spaltbarkeit bekannt ist, kann nach Ausbildung und Achsenverhältnis das typisch pseudohehexagonale Mineral zum bipyramidal-tafeligen Typus gerechnet werden.

Carnallit $MgCl_2 \cdot KCl \cdot 6H_2O$

Rhombisch holloedrisch, pseudohehexagonal

Spezielle Kennzeichen: Carnallit bildet selten gut begrenzte Einzelkristalle, meistens tritt das Mineral in Form grobkörniger Aggregate auf. Der Bruch ist muschelrig, die Farbe wechselnd. Besonders häufig ist, außer milchig-weißem Aussehen, gelbe bis rötliche Farbe, hervorgerufen durch Einlagerungen kleiner Hämatitschüppchen¹⁾. Derartige Carnallit kann metallischen Schiller aufweisen. Seltener färben Magnetiteinlagerungen Carnallit schwarz. Das Mineral ist leicht zerfließlich und weist daher an Luft auf den Bruchflächen einen stumpfen, fettigen Glanz

¹⁾ Gelbe Farbe wird wohl auch durch Ferrichlorid bedingt, das in Flüssigkeitseinschlüssen vorhanden ist.

auf. Die Härte ist 1—2. Das spezifische Gewicht liegt um 1,60. Der Geschmack ist bitter, wie bei Sylvin, da Wasser Carnallit in Sylvin und MgCl_2 zersetzt.

Physikalische Eigenschaften: Carnallit ist optisch positiv mit relativ großem Achsenwinkel. $n_\alpha = 1,466$, $n_\beta = 1,475$, $n_\gamma = 1,494$, $2V = 70^\circ$ für Na-Licht. n_β und der Achsenwinkel steigen an von Li- bis Tl-Licht. $\rho \langle v \rangle$. Ebene der optischen Achse ist (010). Die erste Mittellinie ist parallel a. Unter dem Mikroskop erkennt man, daß die wahrscheinlich durch Entmischung und Oxydation gebildeten Hämatitblättchen in der Regel gesetzmäßig eingelagert sind. $\langle 0001 \rangle$ des Hämatits ist vorzugsweise parallel $\langle 001 \rangle$ des Carnallites, oder parallel $\langle 110 \rangle$ des letzteren Minerals. Außerdem treten $\langle 130 \rangle$, $\langle 100 \rangle$ als wichtige Strukturebenen auf. Carnallit zeigt deutliche Druckzwillingbildung. Die Lamellen verlaufen auf (001) parallel $\langle 110 \rangle$. Die beiden Kreisschnittebenen wären somit (110) und (130). s hat die Größe 0,048.

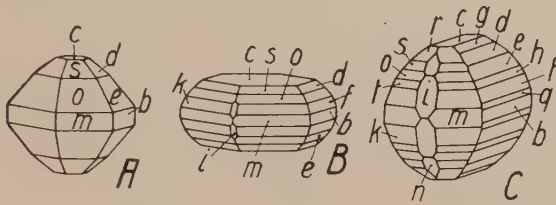


Fig. 172. Carnallit. m $\langle 110 \rangle$, k $\langle 111 \rangle$, t $\langle 334 \rangle$, o $\langle 112 \rangle$, s $\langle 113 \rangle$, r $\langle 114 \rangle$, b $\langle 010 \rangle$, q $\langle 072 \rangle$, f $\langle 021 \rangle$, h $\langle 032 \rangle$, e $\langle 011 \rangle$, d $\langle 023 \rangle$, g $\langle 012 \rangle$, c $\langle 001 \rangle$, i $\langle 101 \rangle$, n $\langle 103 \rangle$. Carnallitkristalle sind oft so täuschend hexagonal, daß sie nach den ursprünglichen Messungen für wirklich hexagonal gehalten wurden. Ein treffliches Beispiel dieser Ausbildung ist A (Staßfurt). An B (künstlich) ist der hexagonale Habitus einzig durch das Prisma i schwach gestört. Bei der flächenreichen Kombination C (Bleienrode) entsprechen sich pseudo-hexagonal: mb, kf, th, oe, sd, rg. Von den Prismen erster Stellung ist mithin nur q ohne entsprechende Bipyramide. Formen, welche i und n pseudo-hexagonal ergänzen, sind an anderen Kristallen auch beobachtet worden.

Spezielle Morphologie: Die äußerst seltenen Kristalle lassen sich auf das Achsenverhältnis 0,5952 : 1 : 1,3886 (*Goldschmidt*) bzw. 0,593 : 1 : 1,395 (*Busz*, c-Achse verdoppelt) beziehen. Aus letzteren Daten berechnen sich die Werte:

$(110) / (\bar{1}\bar{1}0)$	$(001) / (011)$	$(001) / (111)$	$(001) / (112)$
$61^\circ 20\frac{1}{3}'$	$54^\circ 22'$	$69^\circ 55'$	$53^\circ 57'$

Da (111) und (112), sowie (021) und (011) fast gleich häufig sind, ist durchaus gestattet, die c-Achse nur halb so groß zu nehmen. Das Fehlen der Spaltbarkeit nach der Basis würde dadurch etwas verständlicher, Carnallit stünde dann an der Grenze des tafeligen Typus gegen den isometrischen. Der Habitus der Kristalle ist im allgemeinen typisch pseudo-hexagonal bipyramidal bis tafelig (Fig. 172), mit gut entwickelten Zonen [110] und [100] (Fig. 173).

Chemische Verhältnisse und Vorkommen: Carnallit ist (siehe Rotfärbung) häufig etwas Fe-haltig; es kann Mg durch Fe^{++} in geringem

Betrag ersetzt werden. Rb, Cs, Tl, NH_4 , Br, Cu wurden nachgewiesen. Carnallit ist ein typisches Mineral der ozeanischen Salzlagertstätten. Es findet sich in den sogenannten Kalisalzen und ist besonders mit Steinsalz und Kieserit vergesellschaftet. Vermutliche Pseudomorphosen von Steinsalz nach Carnallit sind beobachtet worden.

2. Der hypohexagonal und hexagonal isometrische Typus

Hexagonale Kristalle, deren Struktur nur ein einfaches hexagonales Raumgitter zugrunde liegt, lassen sich nicht direkt mit einem der kubi-

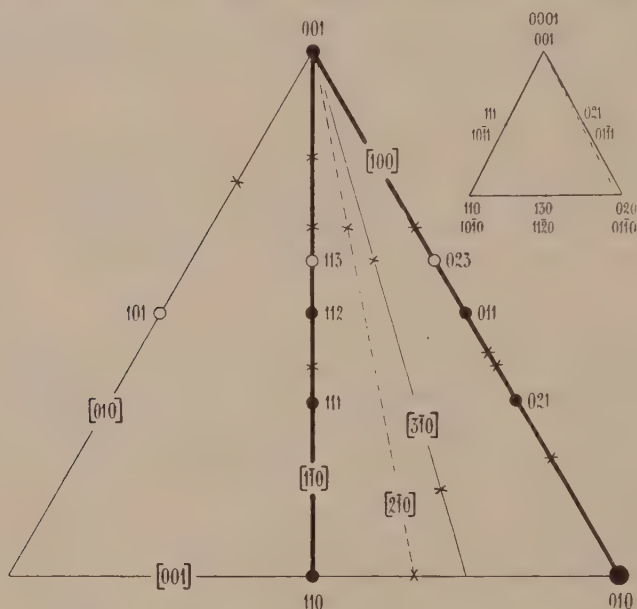


Fig. 173. Die Flächen und wichtigsten Zonen von Carnallit in schematischer Dreiecksprojektion. Das fast gleichschenklige Dreieck 110, 020, 001 zeigt die starke Annäherung an die hexagonale Metrik (vergl. Fig. 168).

schen Kristalltypen parallelisieren. Dahingehörige Mineralien fassen wir daher im folgenden als Subtypus a der hexagonal isometrischen Modalität zusammen. Sie unterscheiden sich in einigen Punkten von denjenigen, die auf ein innenzentriertes hexagonales Gitter bezogen werden können, da diese in engster Beziehung stehen zum $[110]$ -Typ der kubischen Kristalle. Wir werden sie als Subtypus b besprechen. Jedoch ist die Trennung beider Subtypen für pseudohexagonale Substanzen keine scharfe.

a) Subtypus a der hexagonal isometrischen Modalität

Fedorow hat darauf hingewiesen, daß neben dem hypotetragonal isometrischen Typus auch ein hypohexagonal isometrischer Typus vorhanden sei (er nennt ihn den hypohexagonal isotropen Typus). Während

aber der erstgenannte dem hypokubischen Komplex entspricht, stellt der isometrische oder intermediäre hypohexagonale Kristalltypus eine morphologische Modalität für sich dar. Wir wollen versuchen, seine Eigenschaften abzuleiten, wobei wir wiederum von einem einfachen Raumgitter ausgehen. Wir denken uns, das hexagonale Raumgitter sei so beschaffen, daß eine Seitenkante a der Höhe c gleich ist (Fig. 174). Jeder Gitterpunkt ist dann in 8 gleichen, kürzesten Abständen von gleichen Gitterpunkten umgeben. Davon liegen 6 in regelmäßiger Verteilung in einer Ebene und entsprechen den Zonen $[12\bar{1}0]$. Senkrecht auf der Ebene dieser Zonen, also senkrecht auf (0001) stehen die zwei anderen Bindungsrichtungen mit dem Symbol $[0001]$. Die nächst wichtigsten Zonen müßten vom Charakter $[1213]$ sein. Daran schließen sich die Zonen $[1010]$, $[10\bar{1}1]$, $[2423]$, $[1216]$, $[41\bar{5}0]$, $[1012]$, $[5413]$, $[1\bar{2}11]$, $[1\bar{2}19]$ usw. an. Normalerweise müßten $\langle 0001 \rangle$ und $\langle 10\bar{1}0 \rangle$ die wichtigsten Wachstumsformen sein. Einer Hauptzone und zwei Zonen vom Charakter $[1213]$ gehören die Flächen der Form $\langle 10\bar{1}1 \rangle$ an. $\langle 11\bar{2}1 \rangle$ liegt im Schnitt zweier Zonen $[1213]$. Ferner sind relativ wichtige Flächenlagen durch $\langle 1120 \rangle$, $\langle 10\bar{1}2 \rangle$, $\langle 20\bar{2}1 \rangle$, $\langle 11\bar{2}2 \rangle$, $\langle 21\bar{3}1 \rangle$, $\langle 22\bar{4}1 \rangle$, $\langle 44\bar{8}1 \rangle$ usw. gegeben. Gute Spaltbarkeit ist kaum zu erwarten. Der Habitus wird am ehesten isometrisch, kurzsäulig oder dicktafelig sein müssen.

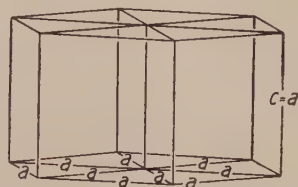


Fig. 174. Raumgitter, welches den hexagonal isometrischen Typus charakterisiert. Jeder Gitterpunkt ist von $6 + 2$ andern in gleichen Abständen umgeben.

Wenn wir nun suchen, ob unter den Mineralien Typen vorhanden sind, die ungefähr diesen morphologischen Verhältnissen entsprechen, so müssen wir im Auge behalten, daß unsere Ableitung sich auf ein einfaches Gitter bezog. Komplexe Strukturen werden daher nur annäherungsweise die idealen Verhältnisse aufweisen, und es werden gerade hier relativ geringfügige Besonderheiten durch Bevorzugung gewisser Richtungen charakteristische Spezialerscheinungen hervorrufen. Das geht am besten daraus hervor, daß auch das von *Fedorow* als typisch angesehene, hierhergehörige Mineral, Beryll, zweckmäßigerweise nicht auf ein Achsenverhältnis $a:c$ nahezu $1:1$ bezogen wird, sondern auf $a:c$ nahezu $1:\frac{1}{2}$. Trotzdem sich, auf das Verhältnis $a:c$ ungefähr $1:1$ bezogen, fast vollständig die morphologischen Gesetzmäßigkeiten erkennen lassen, die soeben abgeleitet wurden, muß für die Gesamtbeschreibung das übliche Achsenverhältnis $1:0,4989$ beibehalten werden, weil es im ganzen zu einfacheren Indizes führt. Da Beryll ein komplexes Be-Al-Silikat ist, so wird es uns nicht wundern, daß unsere einfachen Überlegungen keine strenge Gültigkeit besitzen.

Beryll $[\text{SiO}_4 \cdot \text{SiO}_2]_3 \text{Be}_3^{\text{Al}}$. Hexagonal holoedrisch

Spezielle Kennzeichen: Beryll tritt in kurz- bis langsäuligen Kristallen, seltener in dicktafeligen Einzelindividuen auf. Grobstengelige, körnige oder dichte Aggregate sind nicht häufig. Das Mineral ist halbdurchscheinend, trüb (und dann etwas wachsglänzend) bis völlig klar durchsichtig und glasglänzend (Edelberyll). Die Farbe, erzeugt durch Beimengungen, ist variabel. Smaragd ist smaragdgrün, mit oft deutlichem Pleochroismus. Aquamarin ist bläulichgrün. Goldberyll und Heliodor sind leuchtend gelb. Rosaberyll, bzw. Morganit sind rosenrot. Daneben gibt es farblose Berylle, grünlichgelbe bis limonitgelbe, sapphirblaue, himmelblaue, rötliche bis blaßviolette und weißlichgraue Kristalle. Die gemeinen, halbdurchscheinenden, trüben Varietäten sind zumeist gelb bis gelbgrün, seltener bräunlichgelb gefärbt. Der Bruch ist muschelig, da nur nach {0001} eine nicht sehr gute Spaltbarkeit bemerkbar ist. Das spröde Mineral hat eine Härte von $7\frac{1}{2}$ —8 und ein spezifisches Gewicht von 2,63—2,80. Die maximale Dichte scheint bei $4,2^\circ$ zu liegen. Verwechslungen mit Apatit (Härte niedriger, spezifisches Gewicht höher) sind nicht selten.

Physikalische Eigenschaften: Für Na-Licht ergeben sich bei gewöhnlicher Temperatur folgende mittleren Brechungsindizes des optisch einachsigen, negativen Minerals: $\omega = 1,582$, $\epsilon = 1,576$. Über die Dispersion orientieren nachstehende Angaben:

Temperatur	RotLi ($\lambda = 671$)		GelbNa ($\lambda = 589$)		Blau ($\lambda = 480$)	
	ω	ϵ	ω	ϵ	ω	ϵ
0° C	1,5712	1,5663	1,5742	1,5692	1,5806	1,5755
100° C	1,5723	1,5673	1,5754	1,5703	1,5819	1,5767
300° C	1,5750	1,5697	1,5781	1,5728	1,5847	1,5792

Gleichzeitig ist daraus, im Vergleich mit den erstgenannten Werten, die Variabilität der Lichtbrechung ersichtlich. Das hängt mit den chemischen Verhältnissen zusammen. Bis zu einem gewissen Prozentsatz kann Be durch Cs_2 , K_2 , Na_2 , Li_2 ersetzt werden, auch sind manche Berylle wasserhaltig. Die Substitution des Be durch Alkalien erhöht im allgemeinen Licht- und Doppelbrechung. Als Ganzes ist die Doppelbrechung gering und, wie die Dielektrizitätskonstanten für großes λ zeigen, nicht über den ganzen Wellenlängenbereich negativ. Für $\lambda = \infty$ liegen die Dielektrizitätskonstanten um 6 herum. Bei den gefärbten Beryllen ist öfters erkennbar, daß die außerordentliche Welle stärker als die ordentliche absorbiert wird. Smaragde und Aquamarine besitzen nicht selten: $\omega =$ grünlich, $\epsilon =$ bläulich.

Beryll ist öfters optisch anomal, zweiachsig. Das Mineral ist paramagnetisch; bezogen auf die Volumeinheit beträgt die magnetische Suszeptibilität $1,04 \cdot 10^{-6} \parallel c$ und $2,23 \cdot 10^{-6} \perp c$. Thermisch ist es positiv; das Achsenverhältnis des Isothermenellipsoids ist $a:c = 0,92:1$. Die spezifische Wärme ist normal (ca. 0,2 bei gewöhnlicher Temperatur). Beim Erwärmen dehnt sich Beryll senkrecht zu c etwas aus, zieht sich jedoch parallel c zusammen. Es wurde z. B. für 40° als linearer Ausdehnungskoeffizient bestimmt: $-1,06 \cdot 10^{-6} \parallel c$ und $+1,37 \cdot 10^{-6} \perp c$.

Über das elastische Verhalten orientieren folgende Angaben. Der Dehnungsmodul E_n (n bedeutet die Neigung gegen die c -Achse) in kg/mm^2 wurde bestimmt zu

E_{0°	E_{45°	E_{90°	
21650	17960	23120	Voigt
21100	—	23200	Auerbach.

Als Torsionsmodul G_n (ebenfalls in kg/mm^2) fand Voigt

$$G_{0^\circ} = 6666 \quad G_{90^\circ} = 8830.$$

Die auf den Druck von 1 g pro cm^2 bezogenen Elastizitätskonstanten sind:

$$\begin{aligned} c_{11} &= 27,5 \cdot 10^8 & c_{33} &= 24,1 \cdot 10^8 & c_{44} &= 6,66 \cdot 10^8 \\ c_{12} &= 9,80 \cdot 10^8 & c_{13} &= 6,74 \cdot 10^8 \\ s_{11} &= 4,33 \cdot 10^{-10} & s_{33} &= 4,62 \cdot 10^{-10} & s_{44} &= 15,00 \cdot 10^{-10} \\ s_{12} &= -1,34 \cdot 10^{-10} & s_{13} &= 0,84 \cdot 10^{-10}. \end{aligned}$$

Die Kompressibilität $\cdot 10^6$ in Megabar pro cm^2 ist zu 0,747 (Voigt), bzw. 0,57 ermittelt worden.

Spezielle Morphologie: Hexagonal holoedrisch mit $a:c = 1:0,4989$ (Kokscharow). Charakteristische Winkel:

$$\begin{aligned} \angle (0001) / (10\bar{1}1) &= 29^\circ 56\frac{3}{4}' & \angle (0001) / (20\bar{2}1) &= 49^\circ 2\frac{1}{2}' \\ \angle (0001) / (11\bar{2}1) &= 44^\circ 56' & \angle (0001) / (11\bar{2}2) &= 26^\circ 31' \end{aligned}$$

An den Kristallen (Fig. 175) dominieren fast immer ein hexagonales Prisma (zunächst dasjenige erster Stellung) und die Basis. Vertikale und zuweilen horizontale Streifung auf dem Prisma bekunden die Wichtigkeit der Zonen der kristallographischen Achsen. Auch die Basis ist hie und da parallel den a -Achsen gestreift. Zwischen Basis und Prismenzone schalten sich öfters viele Flächen von hexagonalen Bipyramiden erster und zweiter Stellung, sowie von dihexagonalen Bipyramiden ein. Die weitaus wichtigsten Wachstumsformen sind $\langle 10\bar{1}0 \rangle$, $\langle 0001 \rangle$, $\langle 10\bar{1}1 \rangle$, $\langle 11\bar{2}1 \rangle$, $\langle 11\bar{2}0 \rangle$, $\langle 2021 \rangle$, $\langle 21\bar{3}1 \rangle$, $\langle 21\bar{3}3 \rangle$, $\langle 1122 \rangle$. Dazu gesellen sich gerne $\langle 21\bar{3}0 \rangle$, $\langle 42\bar{6}3 \rangle$, $\langle 3141 \rangle$, $\langle 7181 \rangle$, $\langle 7184 \rangle$, $\langle 3032 \rangle$, $\langle 15 \cdot 0 \cdot \bar{1}5 \cdot 2 \rangle$. Die wichtigeren und gesicherten übrigen Flächen sind mit den genannten in der Projektion (Fig. 176) dargestellt. Schon darunter befinden sich Vizinalformen. Sie sind relativ häufig, besonders gegen Basis und Prisma hin. Gekrümmte Flächensegmente (z. B. in der Nähe von $\langle 33\bar{6}5 \rangle$ und $\langle 4045 \rangle$) können dann und wann konstatiert werden.

Als schon äußerlich erkennbare Hauptzonen figurieren $[1\bar{2}10]$, $[0001]$, $[1\bar{2}13]$, $[1\bar{2}16]$. Weiter sind, wie die Figur zeigt, von Bedeutung $[10\bar{1}0]$, $[41\bar{5}0]$, $[1\bar{2}12]$, $[10\bar{1}2]$.

Nehmen wir nun die c -Achse doppelt so lang, wodurch $a:c = 1:0,9978$ wird, so erhalten die wichtigsten Formen die Symbole: $\langle 10\bar{1}0 \rangle$, $\langle 0001 \rangle$, $\langle 10\bar{1}2 \rangle$, $\langle 11\bar{2}2 \rangle$, $\langle 11\bar{2}0 \rangle$, $\langle 10\bar{1}1 \rangle$, $\langle 21\bar{3}2 \rangle$, $\langle 21\bar{3}6 \rangle$, $\langle 11\bar{2}4 \rangle$. Die wichtigsten Zonen werden zu $[1\bar{2}10]$, $[0001]$, $[2423]$, $[1\bar{2}13]$, $[10\bar{1}0]$, $[1\bar{2}11]$, $[10\bar{1}1]$, $[41\bar{5}0]$. Die wichtigsten Zonen sind durchwegs solche, die nach unseren Darlegungen von Seite 381 als Hauptzonen des iso-

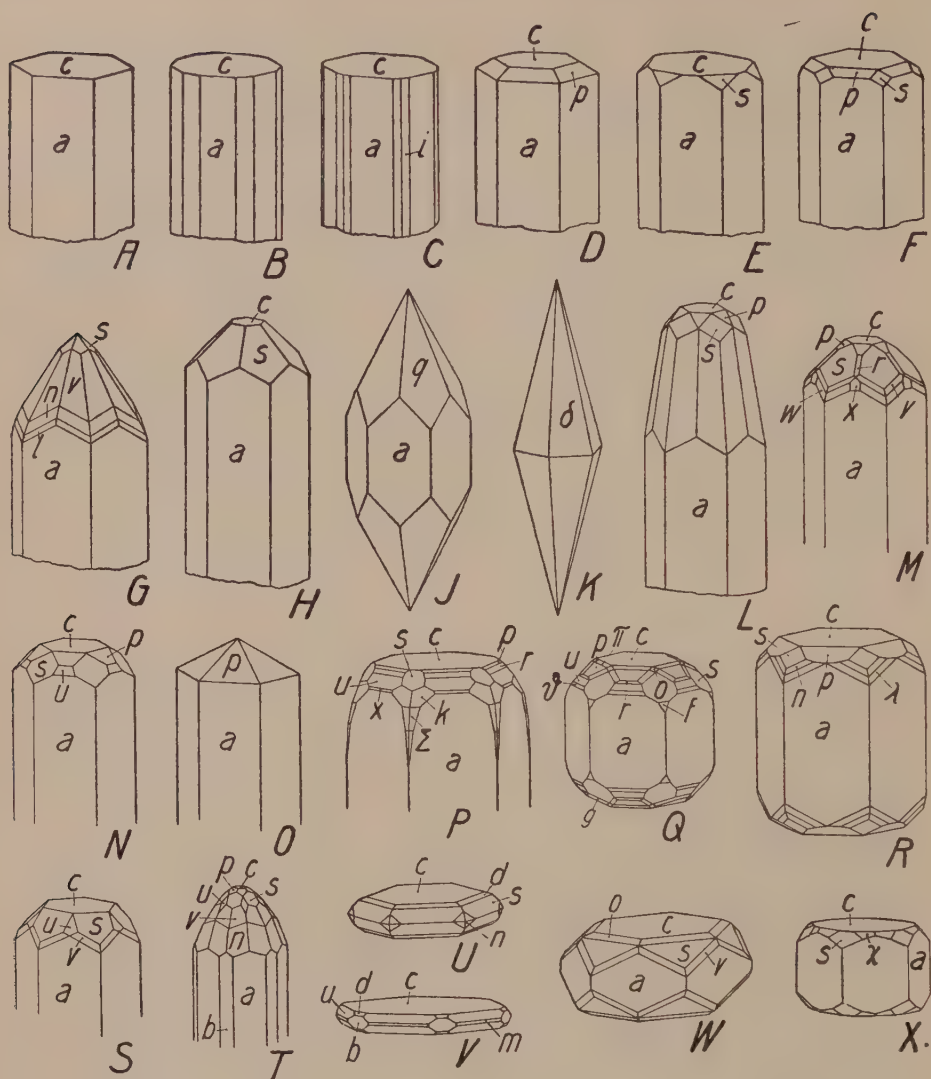


Fig. 175. Beryll. $a \langle 10\bar{1}0 \rangle$, $b \langle 11\bar{2}0 \rangle$, $i \langle 21\bar{3}0 \rangle$, $c \langle 0001 \rangle$, $\pi \langle 10\bar{1}2 \rangle$, $p \langle 10\bar{1}1 \rangle$, $r \langle 30\bar{3}2 \rangle$, $u \langle 20\bar{2}1 \rangle$, $\vartheta \langle 30\bar{3}1 \rangle$, $x \langle 15 \cdot 0 \cdot 15 \cdot 2 \rangle$, $q \langle 3 \cdot 3 \cdot 6 \cdot 10 \rangle$, $o \langle 11\bar{2}2 \rangle$, $\delta \langle 5 \cdot 5 \cdot 10 \cdot 7 \rangle$, $d \langle 33\bar{6}4 \rangle$, $s \langle 11\bar{2}1 \rangle$, $f \langle 33\bar{6}1 \rangle$, $v \langle 21\bar{3}1 \rangle$, $k \langle 42\bar{6}1 \rangle$, $\Sigma \langle 16 \cdot 8 \cdot 24 \cdot 1 \rangle$, $n \langle 31\bar{4}1 \rangle$, $w \langle 71\bar{8}1 \rangle$, $l \langle 11 \cdot 2 \cdot 13 \cdot 2 \rangle$, $\chi \langle 9 \cdot 7 \cdot 16 \cdot 9 \rangle$, $\lambda \langle 15 \cdot 1 \cdot 16 \cdot 1 \rangle$. Fundorte: A, C, F, K, L, M, N, O, S Mursinka; B, D, H, J, N Aduntschilon; E Schaitanka; G, X Elba; Q Sta. Fé de Bogota; R Banffshire; T Alexander Co.; U, V Maharitia; W Brasilien. c mit m , dessen Kanten durch b gerade abgestumpft oder durch i zugespitzt werden, ist die häufigste Kombination (A, B, C). Meist flache Bipyramiden 1. und 2. Stellung kommen hinzu und ersetzen zuweilen c (D, E, F, H, N, O, V). Spitzbipyramidale Gestalten, mit oder ohne m , sind selten (J, K), ebenso tafelige Ausbildungen (U—X). Die Holoedrie verraten G, M, P, Q, R, S, T, U, W, X.

auf sekundärer Lagerstätte als Geröll. Umwandlungen in Muskowit, Kaolin, Bol unter Quarzabscheidung sind nicht allzu selten. Beryll ist auch die Muttersubstanz der übrigen Berylliumsilikate, die wie Phenakit kieselensäureärmer oder wie Bertrandit wasserhaltig sind.

Mineralien, die gleichfalls dem hexagonal isometrischen Typus nahe stehen, sind der Chrysoberyll und die Mineralien der Nephelingruppe.

Chrysoberyll $[\text{Al}_2\text{O}_4]\text{Be}$. Rhombisch holoedrisch, pseudohehexagonal

Spezielle Kennzeichen: Grünlichweißes (bis spargel-, oliven-, gras- oder smaragdgrünes) oder gelbes, durchsichtiges bis durchscheinendes, gemeinglänzendes Mineral mit Glas- bis Fettglanz auf den Bruchflächen. Spezifisches Gewicht 3,5—3,8, wohl besonders variabel mit dem Fe-Gehalt. Härte $8\frac{1}{2}$. Spaltbarkeit in der üblichen Aufstellung nach (012) und (010) ziemlich gut, nach (100) meist nur undeutlich. Bruch muschelrig.

Spezielles physikalisches Verhalten: In optischer Beziehung ist das Mineral durch Pleochroismus und anomales Verhalten ausgezeichnet. Die optische Orientierung wechselt an verschiedenen Teilen ein und desselben zonar gebauten Kristalles. Meist gilt $n_\alpha = a$; $n_\beta = b$; $n_\gamma = c$; optisch + mit wechselndem Achsenwinkel und wechselnder, oft großer Dispersion (z. B. 2 V um 70° , aber auch um 45° , ja um 28° bis 0°). Auch von λ ist 2 V stark abhängig. $\rho > \sigma$.

$$n_\alpha = 1,744\text{—}1,746 = \text{taubenblutrot}$$

$$n_\beta = 1,747\text{—}1,749 = \text{orangegeilb}$$

$$n_\gamma = 1,753\text{—}1,757 = \text{smaragdgrün.}$$

Doppelbrechung somit schwach (Brechungsexponenten für Na-Licht). Die Edelsteinvarietät Alexandrit erscheint im reflektierten Licht smaragdgrün, im durchfallenden Licht taubenblutrot. Die Farben im Tageslicht, Kerzenlicht und elektrischen Licht sind deutlich verschieden. Gewisse Absorptionsstreifen deuten auf färbenden Chromgehalt. Der bläuliche, wogende Lichtschein der spargelgrünen Varietät Cymophan (zuweilen „Katzenauge“ genannt) dürfte von Kanälen herrühren, die sich parallel der c-Achse vorfinden.

Spezielle Morphologie: Den Winkelwerten der Zwillingsbildung und auch der morphologischen Entwicklung nach erweist sich Chrysoberyll als pseudohehexagonal und verwandt mit Be, BeO, Beryll und Chalkosin. Indessen ist die übliche Aufstellung so, daß die pseudohehexagonale Achse zur a-Achse gewählt wird. Es ergeben sich dann folgende Konstanten:

$$\begin{array}{cccc} a:b:c & \angle(011)/(0\bar{1}1) & (031)/(03\bar{1}) & (111)/(100) \\ 0,4707:1:0,5823 & 60^\circ 26' & 59^\circ 34' & 43^\circ 05\frac{1}{2}' \\ (\text{Melezer}) & & & \\ & (111)/(001) & (120)/(100) & \\ & 53^\circ 49' & 43^\circ 17' & \end{array}$$

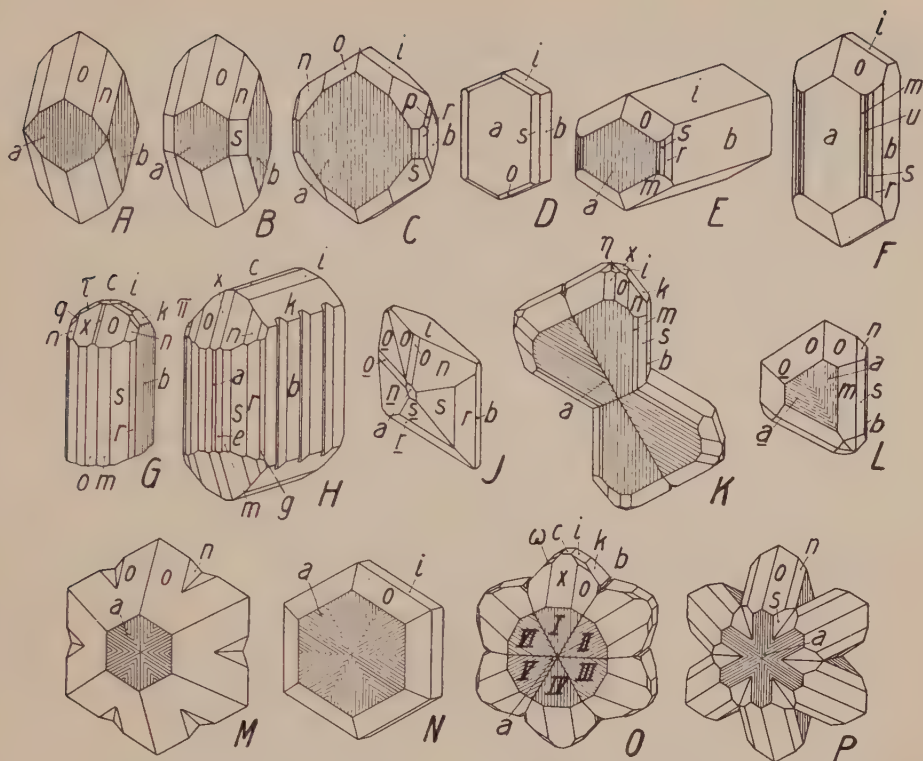


Fig. 177. Chrysoberyll. $a\langle 100\rangle$, $b\langle 010\rangle$, $c\langle 001\rangle$, $i\langle 011\rangle$, $k\langle 021\rangle$, $x\langle 101\rangle$, $e\langle 210\rangle$, $m\langle 110\rangle$, $u\langle 230\rangle$, $s\langle 120\rangle$, $r\langle 130\rangle$, $g\langle 140\rangle$, $o\langle 011\rangle$, $\eta\langle 113\rangle$, $n\langle 121\rangle$, $\omega\langle 122\rangle$, $\pi\langle 131\rangle$, $\tau\langle 277\rangle$, $q\langle 142\rangle$, $p\langle 161\rangle$. Fundorte: Böhmen (F), Brasilien (D), Ceylon (E, G, H, K, O), Norwegen (C, L), Ural (A, B, J, M, N, P). Die Pseudohexagonalität des Chrysoberylls ist in den Winkelverhältnissen der $[100]$ -Zone begründet und zeigt sich vorab in der Zwillingsbildung (M—P). Die einfachen Kristalle sind tafelig nach $\langle 100\rangle$ (C, D), dicktafelig nach $\langle 010\rangle$ (A, B), auch gestreckt nach $[100]$ (E) oder $[001]$ (F, G, H). An A—C, G, H tritt die $[101]$ -Zone, an F—H, K, L die $[001]$ -Zone hervor. Die Wichtigkeit von $[001]$ zeigt sich auch in der Streifung auf a , bzw. b (A, B, C, E, G, K—P). D und E sind im wesentlichen nur durch die Zentraldistanz der beteiligten Flächen unterschieden. J veranschaulicht die Zwillingsbildung nach (031) . Da b und i das pseudohexagonale Prisma I. Stellung bilden, gehört (031) dem Prisma II. Stellung an, und man überzeugt sich leicht, daß (011) des 2. Individuums (Buchstaben unterstrichen) der (010) -Fläche des 1. Individuums fast genau parallel sein muß. Der Vergleich der Streifung von K und L mit der Kantenrichtung $s:r$ von J läßt K und L sofort als Zwillinge nach dem bei J geltenden Gesetz erkennen (K Penetrations-, L Kontaktzwilling; L ist von J wesentlich nur durch die gleichmäßigere Ausbildung von o unterschieden). Indem neben (031) auch $(0\bar{3}1)$ als Zwillings Ebene erscheint, entstehen Drillinge, insbesondere Durchwachungsdrillinge (M—P, Alexandrit), die aber, nach genaueren Messungen zu urteilen, z. T. Sechslinge sind, wie es in O durch Numerierung der Sektoren angedeutet ist. Nebeneinanderliegende Individuen sind somit Kontaktzwillinge, gegenüberliegende Individuen haben nicht mehr genau parallele Flächen. Durch die Winkelmessung wird auch die ursprünglich vermutete (und bei K z. B. sehr naheliegende) Zwillingsbildung nach $(0\bar{1}1)$ als nicht zu Recht bestehend erwiesen. (Zwillingsnähte bei L, M, N, P nicht eingezeichnet.)

Die wichtigsten Wachstumsformen des Chrysoberylls sind $\langle 100 \rangle$ (die pseudohexagonale Basis), $\langle 011 \rangle$ und $\langle 010 \rangle$, $\langle 111 \rangle$ und $\langle 120 \rangle$, $\langle 110 \rangle$, $\langle 121 \rangle$, $\langle 130 \rangle$, $\langle 101 \rangle$. $\langle 100 \rangle$ ist fast immer parallel der wichtigsten Zone, $[001]$, gestreift. Die Streifung bringt die rhombische Symmetrie deutlich zum Ausdruck und entspricht vollkommen der Streifung parallel $[100]$ am Kupferglanz. Auch $\langle 010 \rangle$ von Chrysoberyll zeigt etwa eine Streifung parallel den Vertikalprismen, die besonders zwischen $\langle 110 \rangle$ und $\langle 160 \rangle$ reichlich vertreten sein können. Der Habitus der Kristalle (Fig. 177) ist oft tafelig nach $\langle 100 \rangle$ oder säulig nach $[001]$ oder $[100]$. Die zweitwichtigsten Wachstumszonen an Chrysoberyll sind die Zonen $[011]$, die ja $[001]$ pseudohexagonal ergänzen. Wenig schwächer treten die Zonen $[101]$ und $[012]$ sowie $[100]$ und eventuell $[211]$, $[110]$ hervor (Fig. 178). Charakteristisch für manche Vorkommnisse von Chrysoberyll sind Wendezwillinge in Form von Sechslingen nach $\langle 031 \rangle$.

Vorkommen: Der Chrysoberyll, oft mit 4—6% Eisenoxiden, tritt als primäres Mineral in Pegmatiten und (? kontaktpneumatolytisch) metamorphen Gesteinen auf. Auf sekundärer Lagerstätte findet er sich in Edelsteinseifen.

Nephelingruppe. Hexagonal

Zur Nephelingruppe gehören merkwürdigerweise die Grundverbindung Nephelin und Doppelsalze des Nephelinmoleküls mit einfachen Salzen. Es ist höchst selten, daß einfaches Salz und komplexes Doppelsalz (mit einer an sich nicht isomorphen Verbindung) morphologisch nahe verwandt sind. Die einfachen Vertreter der Gruppe sind:

Natronnephelin $[\text{SiO}_4]_{\text{Na}}^{\text{Al}}$ } Gewöhnlicher Nephelin, oft etwas
 Kalinephelin $[\text{SiO}_4]_{\text{K}}^{\text{Al}}$ } kiesel-säurereicher und Ca-haltig.

Cancrinit $3[\text{SiO}_4]_{\text{Na}}^{\text{Al}} \cdot \text{CaCO}_3$, oft wasserhaltig und etwas kiesel-säurereicher. Auch etwas SO_3 enthaltend.

Mikrosommit und Davyn enthalten wie die Mineralien der Hauyn- und Sodalithgruppe Sulfat und Chlorid.

Näher besprochen werden kann nur das häufigste dieser Mineralien, der Nephelin.

Nephelin (Elaeolith) $[\text{SiO}_4]_{(\text{Na}, \text{K})}^{\text{Al}}$

Hexagonal tetartoedrisch oder hemimorph

Spezielle Kennzeichen: Nephelin tritt in glasglänzenden oder weißlichmatten, sechs- oder zwölfseitigen, meist gedrungenen Prismen auf, bildet jedoch in den Gesteinen oft nur wenig eigengestaltige Körner. An sich ist das Mineral farblos. Indessen ist insbesondere der gesteinsbildende, meist wolkig getrübe Nephelin (Name!) gerne gelblich, rötlich,

grünlich, bräunlich oder grau. Er ist dann fettglänzend (Elaeolith!) bis matt und nicht völlig durchsichtig. Das spröde Mineral weist vorzugsweise einen muscheligen Bruch auf; die Spaltbarkeiten nach $\langle 1010 \rangle$ oder gar nach $\langle 0001 \rangle$ sind nicht gut. Unzersetzte, frische Kristalle besitzen eine Härte von $5\frac{1}{2}$ —6. Bei der so häufigen Zersetzung des wenig beständigen Minerals sinkt naturgemäß die Härte. Das etwas variable spezifische Gewicht liegt um 2,55—2,65.

Physikalische Eigenschaften: Für die künstlich hergestellten Silikate $[\text{SiO}_4]_{\text{Ri}}^{\text{Al}}$ wurden folgende optischen Daten gefunden:

	ω	ε	$\omega - \varepsilon$	Spez. Gew.
$[\text{SiO}_4]_{\text{Na}}^{\text{Al}}$	1,537	1,533	0,004	2,619
$[\text{SiO}_4]_{\text{K}}^{\text{Al}}$	1,532	1,527	0,005	—
	1,530	1,525	0,005	2,528

Natürliche Nepheline zeigen z. B. (ebenfalls für Natriumlicht) folgende Werte:

Fundort:	Monte Ferru	Monti Albani	Vesuv	Arkansas
ω	1,532	1,5417	1,539—1,542	1,547
ε	1,529	1,5382	1,534—1,537	1,542.

Über die Dispersion geben folgende, an einem Nephelin aus den Albanerbergen bestimmte Brechungsindizes Aufschluß.

λ (in $\mu\mu$)	ω	ε	$\omega - \varepsilon$
760	1,5366	1,5332	0,0034
721	1,5375	1,5341	0,0034
623	1,5403	1,5369	0,0034
589	1,5417	1,5382	0,0035
486	1,5480	1,5443	0,0037.

Davyn und Mikrosommit sind bei einer Lichtbrechung um 1,52 bis 1,53 optisch positiv, aber gleichfalls schwach doppelbrechend. Der Eintritt des Karbonatmoleküles im Cancrinit erhöht die Doppelbrechung sehr stark. So wurden an natürlichem Cancrinit bestimmt:

für rotes Licht	$\omega = 1,524$	$\varepsilon = 1,496$
für Na-Licht	$\omega = 1,522$	$\varepsilon = 1,499.$

Künstlicher Cancrinit, von der Zusammensetzung: 3 Nephelin zu 1 CaCO_3 , besitzt $\omega = 1,550$, $\varepsilon = 1,519$, $\omega - \varepsilon = 0,031$. Ein natürlicher, sulfathaltiger Cancrinit ergab andererseits $\omega = 1,509$, $\varepsilon = 1,500$, so daß kein Zweifel darüber sein kann, daß die relativ hohe Doppelbrechung der Cancrinite auf dem Karbonatanteil beruht! In den Gesteinen sind die bereits hydratisierten und zersetzten Nepheline oft anomal optisch zweiachsig.

Spezielle Morphologie: Nach Ätzfiguren zu urteilen kristallisiert Nephelin hexagonal tetartoedrisch I. Art. Formen allgemeiner Lage sind keine bekannt und die Ausbildung ist selten hemimorph. Die scheinbaren Einzelindividuen (Fig. 179) sind zum größten Teil Zwillinge nach $\langle 0001 \rangle$ oder nach $\langle 11\bar{2}0 \rangle$ und $\langle 0001 \rangle$. Das Achsenverhältnis wird zu 1:0,8389 (Kokscharow) angegeben mit folgenden charakteristischen Winkeln:

$$(0001) / (10\bar{1}1)$$

$$44^\circ 5\frac{1}{3}'$$

$$(0001) / (20\bar{2}1)$$

$$62^\circ 42'$$

$$(0001) / (11\bar{2}1)$$

$$59^\circ 12\frac{1}{3}'$$

Im allgemeinen sind die Kristalle kurzsäulig und nur von $\langle 10\bar{1}0 \rangle$, $\langle 0001 \rangle \pm \langle 11\bar{2}0 \rangle$ begrenzt. Als Pyramide tritt am häufigsten $\langle 10\bar{1}1 \rangle$ auf (oben, unten). Relativ wichtige Formen sind noch $\langle 20\bar{2}1 \rangle$, $\langle 21\bar{3}0 \rangle$, $\langle 12\bar{3}0 \rangle$, $\langle 10\bar{1}2 \rangle$.

In Fig. 180 findet sich die Projektion aller an den Mineralien der Nephelingruppe gefundenen Formen. Abgesehen davon, daß nur Pyramiden erster und zweiter Stellung bekannt sind, ist das Diagramm für einen hexagonal isometrischen Typus charakteristisch. Die im Dreieck ähnlich gelegenen Flächen $\langle 11\bar{2}0 \rangle$, $\langle 01\bar{1}1 \rangle$, $\langle 10\bar{1}1 \rangle$ einerseits und $\langle 20\bar{2}1 \rangle$, $\langle 21\bar{3}0 \rangle$, $\langle 02\bar{2}1 \rangle$, $\langle 10\bar{1}2 \rangle$, $\langle 12\bar{3}0 \rangle$, $\langle 01\bar{1}2 \rangle$ anderseits haben ähn-

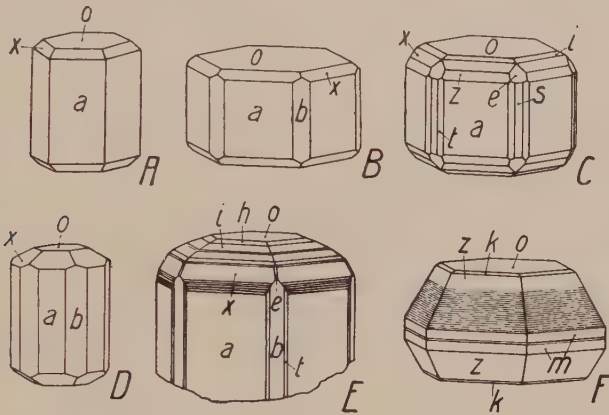


Fig. 179. Habitus der Nephelinminerale italienischer Fundorte, insbesondere vom Vesuv. D—F sind sog. Davyne. Durch Formenreichtum (C, E) und Streifung (F) ist vorab die Zone der Bipyramiden I. Stellung ausgezeichnet. Mit 24 Flächen ist $\{0001\}$ die Hauptzone von C. Auf den a-Flächen wurden, felderweise verteilt, asymmetrische Ätzfiguren von vier Stellungen erhalten, was auf Verzwillingung nach $\langle 11\bar{2}0 \rangle$ und $\langle 0001 \rangle$ hindeutet. Hemimorphie nach der c-Achse zeigt F. a $\langle 10\bar{1}0 \rangle$, b $\langle 11\bar{2}0 \rangle$, t $\langle 21\bar{3}0 \rangle$, z $\langle 20\bar{2}1 \rangle$, x $\langle 10\bar{1}1 \rangle$, k $\langle 20\bar{2}3 \rangle$, i $\langle 10\bar{1}2 \rangle$, h $\langle 20\bar{2}5 \rangle$, e $\langle 11\bar{2}1 \rangle$.

liche Häufigkeitswerte. Die Zonen $\{11\bar{2}0\}$, $\{0001\}$, $\{10\bar{1}0\}$ sind die Entwicklungszonen. Die Pyramiden zweiter Stellung liegen jedoch auch in Zonen $\{1\bar{2}13\}$, $\{1\bar{2}16\}$, $\{2\bar{2}43\}$. Da sowohl $\langle 10\bar{1}0 \rangle$ als auch $\langle 0001 \rangle$ schlechte Spaltformen darstellen, darf Nephelin, trotzdem a:c schon wesentlich von 1:1 abweicht, als charakteristisches Mineral des hexagonal isometrischen Typus angesehen werden. Zweifellos kommen in der Struktur sowohl die $\{11\bar{2}0\}$ - als auch die $\{0001\}$ -Richtungen als wichtige Bindungslinien in Frage. Die nicht allzu seltene Streifung der Prismen nach der c-Achse mag anzeigen, daß $\{0001\}$ etwas über die Richtungen der horizontalen Achsen vorherrscht.

Chemismus und Vorkommen: Der variable Chemismus ist bereits erwähnt worden.

Es seien einige typische Analysen angeführt:

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	SO ₃
Monte Ferru	43,34	33,45	2,60	0,87	—	16,28	3,46	—	—
Monti Albani	42,57	33,58	0,68	2,15	0,06	14,48	5,73	0,15	0,29
Monte Somma	43,56	32,18	n. b.	0,30	0,15	16,25	7,14	—	—

Apatitgruppe. Hexagonal paramorph

Allgemeine chemische Übersicht:

$3[(\text{PO}_4)_2\text{Ca}_3] \cdot$	CaCl_2	= Chlorapatit	} verbreitetste Apatite, kontinuierlich mischbar; meist nur in kleineren Mengen den normalen Apatiten beigemischt.
	CaF_2	= Fluorapatit	
	$\text{Ca}(\text{OH})_2$	= Hydroxylapatit	
	CaO	= Voelckerit	
	CaCO_3	= Karbonatapatit und Dahllit	
	CaSO_4	= Sulfatapatit	

Im Mn-Apatit ist ein Teil des Ca durch Mn ersetzt, Cerapatite enthalten Ceriterden.

$3[(\text{PO}_4)_2\text{Pb}_3] \cdot$	PbCl_2	= Chlorpyromorphit, gewöhnlicher Pyromorphit;
$3[(\text{PO}_4)\text{Pb}_3] \cdot$	PbF_2	= Fluorpyromorphit, künstlich und dann kontinuierlich mischbar mit Chlorpyromorphit;
$3[(\text{AsO}_4)_2\text{Pb}_3] \cdot$	PbCl_2	= Chlormimetesit, gewöhnlicher Mimetesit;
$3[(\text{AsO}_4)_2\text{Pb}_3] \cdot$	PbF_2	= Fluormimetesit, künstlich und dann kontinuierlich mischbar mit Chlormimetesit;
$3[(\text{VO}_4)_2\text{Pb}_3] \cdot$	PbCl_2	= Chlorvanadinit, gewöhnlicher Vanadinit;
$3[(\text{VO}_4)_2\text{Pb}_3] \cdot$	PbF_2	= Fluorvanadinit, künstlich und dann kontinuierlich mischbar mit Chlorvanadinit.

An typischen Mischkristallen seien noch erwähnt:

$[(\text{P}, \text{As})\text{O}_4)_2(\text{Ca}, \text{Sr})_3] \cdot$	$\text{Ca}(\text{OH}, \text{F})_2$	= Fermorit;
$[(\text{As}, \text{P})\text{O}_4)_2\text{Pb}_3] \cdot$	PbCl_2	= Kampylit;
$[(\text{V}, \text{P})\text{O}_4)_2\text{Pb}_3] \cdot$	PbCl_2	= Endlichit.

Ca-haltiger Vanadinit ist Hedyphan genannt worden. Vielleicht gehört auch das Ca und As enthaltende Mineral Svabit hierher.

Apatit $3[(\text{PO}_4)_2\text{Ca}_3] \cdot \text{Ca}(\text{Cl}, \text{F})_2$. Hexagonal paramorph

Spezielle Kennzeichen: Apatit tritt in langsäuligen, kurzsäuligen oder dicktafeligen (seltener säulig-bipyramidalen) Einzelkristallen oder Kristallgruppen auf. Außerdem sind, neben stengeligen, strahligen, faserigen, körnigen bis dichten Aggregaten, kryptokristalline kreideartige, traubig-nierige bis stalaktitische, erdige, zellige und oolithische Varietäten bekannt. Unter diesen sind die sogenannten Phosphorite meist unreine Aggregate, die auch kugelige, knollige oder erdige Ausbildung aufweisen oder Krusten bilden. Osteolith ist bereits etwas zersetzter Apatit, gleiches gilt vom Hydro-Apatit. Der dichte Apatit ist meist weiß, aschgrau oder gelblich, durchscheinend oder undurchsichtig. Die gut kristallisierten Einzelindividuen und Gruppen sind in der Farbe äußerst variabel. Neben wasserklaren, durchsichtigen Kristallen treten wassergrüne, chrysotilgrüne, smaragdgrüne, gelblichgrüne, ölgrüne (Spargelstein), blaugrüne (Moroxit), lasurblaue (Lasurapatit), dunkelblaugrüne (wie z. B. gewisse Manganapatite), blauviolette, violette, ziegelrote, fleischrote, rosarote, braune, gelbe, weiße, oft trübe und undurchsichtige

Varietäten auf. Der Glanz des spröden Minerals ist glasartig und auf dem muscheligen Bruch etwas wachsartig bis fettig. Die Spaltbarkeit nach $\langle 0001 \rangle$ ist kaum besser als die nach $\langle 1010 \rangle$. Die Härte ist 5, bei dichten Varietäten etwas niedriger. Das spezifische Gewicht variiert in der Hauptsache von 3,12—3,23.

Physikalische Eigenschaften: Die optischen Verhältnisse sind naturgemäß in Abhängigkeit vom Chemismus etwas variabel. Gefärbte Kristalle zeigen auch öfters einen deutlichen Pleochroismus. Im allgemeinen sind die Chlorapatite etwas stärker lichtbrechend als die Fluorapatite. Die Doppelbrechung ist mit wenig unsicheren Ausnahmen negativ und schwach. Einige Daten seien zusammengestellt. Sie beziehen sich auf Na-Licht, soweit die Brechungsindizes in Frage kommen.

	Dichte	ε	ω	$\omega - \varepsilon$	
Künstlicher Fluorapatit	3,18	1,630	1,6325	ca. 0,003	farblos
F-Apatit, Maine . . .	3,16	1,6316	1,6335	0,0019	ε = rötlichviolett, ω = violettblau
F-Cl-Apatit, Katzenbuckel	3,22	1,6348	1,6392	0,0044	leicht grüngelb. Absorption $\varepsilon > \omega$
F-Apatit, Mansjö . . .	3,27?	1,631	1,634	0,003	farblos
F-Apatit, Madagaskar .	3,18	1,6343	1,6386	0,0043	ε = hellgrün, ω = meergrün
Cl-F-Apatit, Eschwege .	3,16	1,6406	1,6449	0,0043	blaßgelb, ohne Pleochroismus
Sulfat-F-Apatit, Laachersee	3,20	1,6350	1,6383	0,0033	wasserklar
Voelkerit, Californien .	3,06	1,634		0,005	farblos, weiß
künstlicher Chlorapatit .	—	—	1,667	sehr schwach	farblos

Über die Dispersion orientiert folgende Tabelle (leicht grünlischer Apatit vom Katzenbuckel)

λ in $\mu\mu$	ω	ε	$\omega - \varepsilon$
690,7	1,63449	1,63013	0,00436
623,9	1,63693	1,63264	0,00429
578,0	1,63922	1,63479	0,00443
546,1	1,64113	1,63662	0,00451
491,6	1,64522	1,64064	0,00458
435,9	1,65116	1,64652	0,00464
404,7	1,65574	1,65094	0,00480.

Zwei Beispiele für die ziemlich komplizierte Änderung der Brechungsindizes mit der Temperatur bieten die nächsten Zahlen (Hellgelb, $\lambda = 587,6 \mu\mu$):

t	— 160°	+ 19°	+ 613°	t	— 160°	+ 19°	+ 635°
ω	1,63369	1,63489	1,63338	ω	1,63826	1,63841	1,63648
ε	1,63196	1,63244	1,62907	ε	1,63459	1,63444	1,63096.

Der Pleochroismus ist wie die Farbe variabel. Es seien noch erwähnt:

ω gelblichbraun	braun	braun, rötlichbraun	hellbraun	tiefviolettblau
ε dunkelrauchbraun	grau	intensiv blaugrau	grellblau	rötlichviolett
meist infolge makroskopisch wahrnehmbarer Einschlüsse				

Nicht selten sind größere Kristalle auch optisch anomal und in bezug auf die Farbe zonar gebaut. Gleiches gilt für Pyromorphit und Mimetesit. Es ist möglich, daß einige Karbonatapatite optisch positiv sind, doch ist darüber noch nichts Näheres bekannt.

Im Ultraroten liegen Reflexionsmaxima für ω bei $30\ \mu$, $45\ \mu$ und $140\ \mu$; für ε bei $32\ \mu$ und $135\ \mu$. Viele Apatite zeigen Lumineszenz und Phosphoreszenz. Als Dielektrizitätskonstanten für $\lambda = 75\ \text{cm}$ wurden bestimmt: $7,40 \parallel c$, $9,50 \perp c$; die Brechungsindizes für gleiches λ lauten $\varepsilon = 1,628$, $\omega = 1,632$.

Ganz im Gegensatz zu Beryll ist bei Apatit die magnetische Suszeptibilität parallel c und senkrecht c innerhalb der Fehlergrenzen die gleiche. Die auf die Maßeinheit bezogene Magnetisierungszahl lautet $-2,64 \cdot 10^{-7}$. Das Minuszeichen bedeutet, daß Apatit diamagnetisch ist. Für Beryll fand man (siehe Seite 382):

$$\parallel c = +10,4 \cdot 10^{-7}, \quad \perp c = +22,3 \cdot 10^{-7} \text{ (paramagnetisch).}$$

Vergleichsweise seien hier auch die Zahlen für Quarz und Turmalin angeführt:

$$\text{Quarz } \parallel c = +34,97 \cdot 10^{-7}, \quad \perp c = +22,5 \cdot 10^{-7} \text{ (paramagnetisch)}$$

$$\text{Turmalin (hellgrün) } \parallel c = +23,2 \cdot 10^{-7}, \quad \perp c = +34,7 \cdot 10^{-7} \text{ (paramagnetisch).}$$

Thermisch ist Apatit positiv. Das Verhältnis λ_c/λ_a der Leitfähigkeit parallel und senkrecht zur c -Achse wurde nach der Voigtschen Methode zu 1,35, nach der Sénarmontschen zu 1,08 bestimmt.

Die spezifische Wärme zwischen 10° und 100° beträgt ca. 0,19. Für den linearen Ausdehnungskoeffizienten wird $1125 \cdot 10^{-8} \parallel c$ und $1000 \cdot 10^{-8} \perp c$ angegeben.

Die Schmelzpunkte der Mineralien der Apatitgruppe gehen aus folgender Zusammenstellung hervor:

Fluorapatit	ca. 1650°	Chlorvanadinit	ca. 990°
Chlorapatit	" 1530°	Fluorvanadinit	" 916°
Voelckerit	" 1540°	Chlormimetesit	" 1140°
Chlorpyromorphit	" 1156°	Fluormimetesit	" 1042°
Fluorpyromorphit	" 1098°		

Struktur: Im hexagonalen Elementarparallelepiped mit $a = 9,41\ \text{\AA}$, $c = 6,88$ ist ein Molekül $[\text{Ca}(\text{PO}_4)_2\text{Ca}_2]_3(\text{F}, \text{Cl})_2$ vorhanden.

Spezielle Morphologie: Apatit kristallisiert hexagonal paramorph (Ätzfiguren, hex. Bipyramiden III. Stellung). $a:c$ ist etwas variabel um $1:0,7346$ (Kokscharow). Daraus berechnet sich:

$$\begin{array}{lll} \angle(0001)/(10\bar{1}1) & \angle(0001)/(10\bar{1}2) & \angle(0001)/(20\bar{2}1) \\ 40^\circ 18' = \rho_0 & 22^\circ 59' & 59^\circ 29' \\ \angle(10\bar{1}1)/\bar{1}011 & \angle(10\bar{1}0)/(21\bar{3}1) & \\ 37^\circ 44\frac{1}{2}' & 30^\circ 20' & \end{array}$$

Der erstere Winkel (ρ_0) variiert von 40° bis $40^\circ 19'$, und es sind im allgemeinen die Apatite mit relativ großem ρ_0 chlorarm oder chlorfrei.

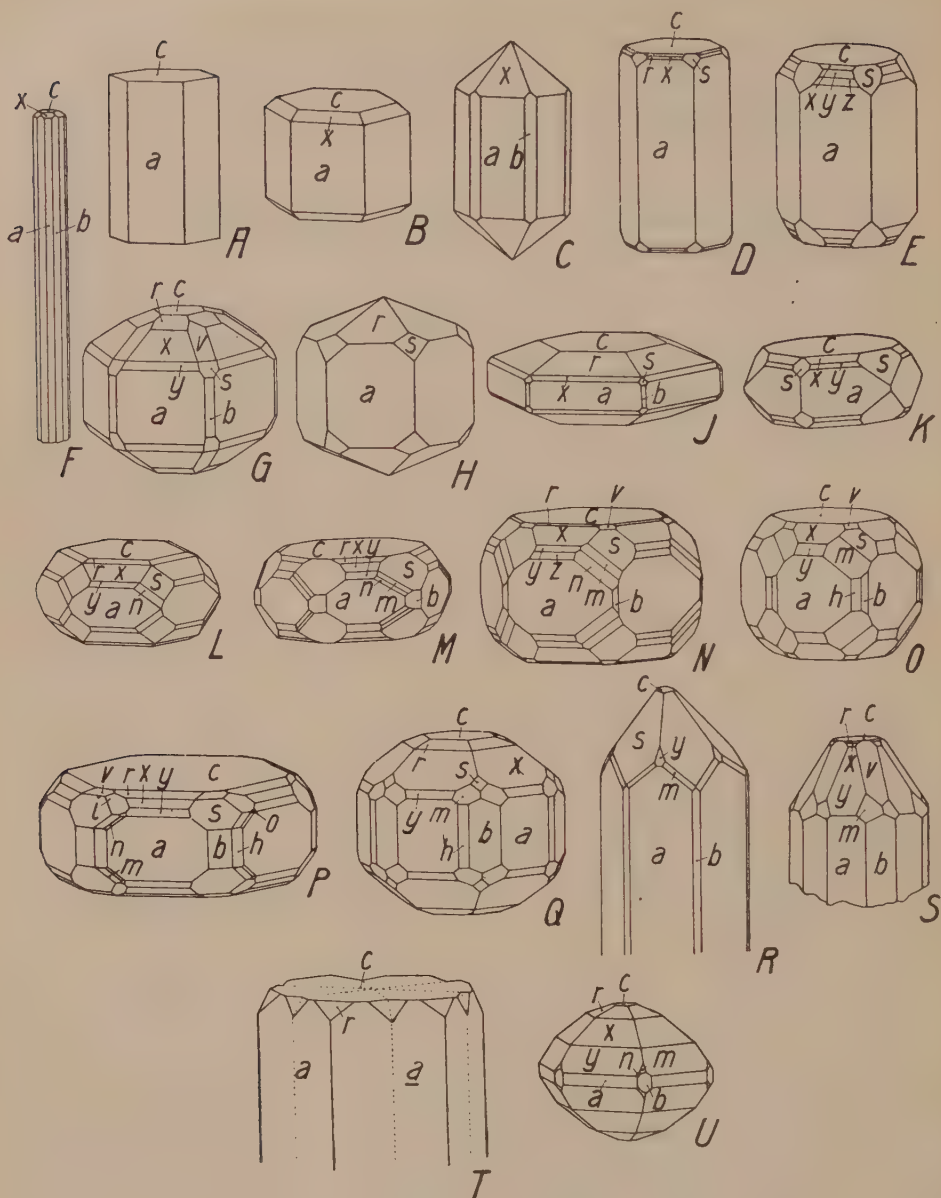


Fig. 181. Apatit. $a \langle 10\bar{1}0 \rangle$, $h \langle 21\bar{3}0 \rangle$, $b \langle 11\bar{2}0 \rangle$, $c \langle 0001 \rangle$, $r \langle 10\bar{1}2 \rangle$, $x \langle 10\bar{1}1 \rangle$, $y \langle 20\bar{2}1 \rangle$, $z \langle 30\bar{3}1 \rangle$, $v \langle 11\bar{2}2 \rangle$, $s \langle 11\bar{2}1 \rangle$, $m \langle 21\bar{3}1 \rangle$, $i \langle 21\bar{3}2 \rangle$, $n \langle 31\bar{4}1 \rangle$, $o \langle 31\bar{4}2 \rangle$. Fundorte: A Salzburg usw., B Takowaja, C Arendal usw., D, L Pisek, E Achmatowsk, F Kragerö, G Bretagne, H Ehrenfriedersdorf, J Serravezza, K, O St. Gotthard, M Schwarzenstein, N Turin, P Ala, Q Elba, R Tirol, S Cornwall, T Sutherland, U Venediger. A–K haben keine Formen allgemeiner Flächenlage (K mit trigonaler Symmetrie). L–P, U sind deutlich hexagonal paramorph, Q und R dagegen anscheinend holodrisch. Bei S ist die Paramorphie nur an der ungleichen Größe der m -Flächen zu erkennen. T = Zwilling nach $\langle 11\bar{2}0 \rangle$.

Der Habitus des Apatites (Fig. 181) ist wechselnd. In pegmatitischen Bildungen sowie in Eruptivgesteinen herrscht lang- bis kurzsäuliger Habitus vor. In den Zerrklüften der Alpen ist der Apatit oft dicktafelig bis flachbipyramidal-tafelig oder isometrisch. Seltener findet man den Apatit in säuligbipyramidalen Ausbildung, ohne $\langle 0001 \rangle$. Neben $\langle 0001 \rangle$ ist das Prisma $\langle 10\bar{1}0 \rangle$ Hauptform. Bei säuliger Entwicklung ist auch $\langle 11\bar{2}0 \rangle$ nicht selten. Hauptbipyramiden sind:

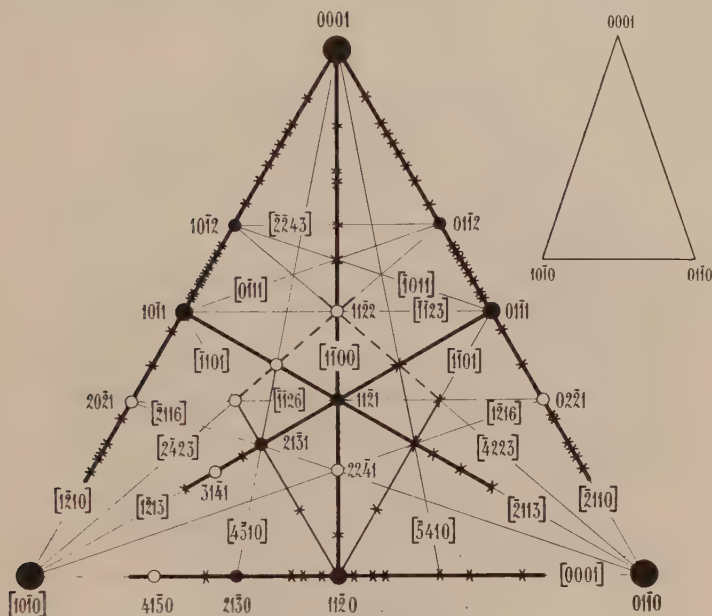


Fig. 182. Übersicht der Flächen und wichtigsten Entwicklungszonen von Apatit. Bei den Tritoformen ist die linke Stellung bevorzugt und die rechte, die sich durch keine allgemein anerkannte, einfache Regel von der korrelaten unterscheiden läßt, durch bloßes Kreuzchen eingezeichnet. In Fig. 181 erscheinen außer m alle gemeinsam auftretenden (hkl) -Flächen in der gleichen Stellung.

I. Stellung: $\langle 10\bar{1}1 \rangle$, $\langle 10\bar{1}2 \rangle$, $\langle 20\bar{2}1 \rangle$; dazu etwa $\langle 40\bar{4}1 \rangle$, $\langle 30\bar{3}1 \rangle$ usw.

II. Stellung: $\langle 11\bar{2}1 \rangle$, $\langle 11\bar{2}2 \rangle$, $\langle 22\bar{4}1 \rangle$.

III. Stellung: $\langle 12\bar{3}1 \rangle$, $\langle 13\bar{4}1 \rangle$, $\langle 12\bar{3}2 \rangle$, $\langle 13\bar{4}2 \rangle$.

Als hexagonale Prismen III. Stellung treten am ehesten auf $\langle 12\bar{3}0 \rangle$, $\langle 14\bar{5}0 \rangle$. Ein Individuum enthält von den 2 korrelaten Formen III. Stellung meist nur eine, doch sind für die maßgebende Aufstellung keinerlei Indizien vorhanden. In der Projektionsfigur 182 sind in dem einen Sektor alle Flächen durch Kreuze bezeichnet worden. Als Hauptzonen, die an flächenreichen Kristallen meist schon äußerlich erkennbar sind, treten auf: $[11\bar{2}0]$, $[0001]$, $[11\bar{2}3]$, $[10\bar{1}0]$. Streifung nach der ersten dieser

Zonen ist nicht selten. Wie ja auch die Projektion dartut, sind gerade aus dieser Zone viele Vizinalen bekannt. Besonders reichlich treten Vizinalen beiderseitig zu $\langle 10\bar{1}0 \rangle$ und $\langle 11\bar{2}0 \rangle$ auf, wobei Winkelbereiche von 10° bis 15° bevorzugt sind. $\langle 21\bar{3}0 \rangle$ ist eher Singulärform. Fig. 182 veranschaulicht auch, daß die wichtigeren Formen alle in denjenigen Zonen liegen, die als wichtige für den hexagonal isometrischen Typus abgeleitet wurden. Es steht außer Frage, daß der sowohl pinakoidal wie schwach prismatisch spaltbare Apatit dieser morphologischen Modalität zugeordnet

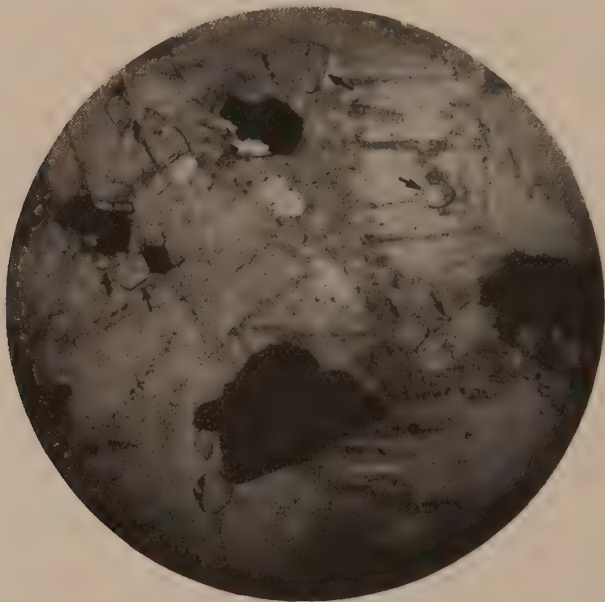


Fig. 183. Prismatische und rundliche, eigengestaltige Kristalle von Apatit (z. T. durch Pfeile bezeichnet) im Elaeolithsyenit (Lardalit) von Lougental, Larvik, Norwegen. 40 fache Vergr.

werden muß; mit anderen Worten, $[10\bar{1}0]$ und $[0001]$ müssen strukturell wichtige Richtungen darstellen.

Chemische Verhältnisse und Vorkommen: Die variable chemische Zusammensetzung ist bereits gewürdigt worden. Mg, Fe, Mn sind oft in kleinen Mengen vorhanden. Apatit ist relativ widerstandsfähig. Doch vermögen H_2O und CO_2 ihn zu zersetzen unter Bildung der sogenannten Pseudoapatite, Hydroapatite, Talkapatite und des Eupyrochroites. Pseudomorphosen von Ca-Phosphat und Karbonat, Türkis, Sericit und steinmarkähnlichen Massen, sowie Serpentin nach Apatit sind bekannt. Apatit ist ein weitverbreiteter Nebengemengteil in Eruptivgesteinen (Fig. 183). Er findet sich auch in pneumatolytischen Bildungen und bildet mit Skapolith und Hornblende besondere Gänge. In Drusen ist er nicht

selten. Die dichten Abarten (Phosphorit usw.) finden sich metasomatisch und konkretionär in Sedimenten. Sie sind häufig aus Guano oder Knochenteilen entstanden und bilden auch Rückstandslagerstätten der Verwitterung.

Der Gehalt an seltenen Erden ist besonders bei Bildung aus foyaitischen Magmen erheblich.

Pyromorphit (Grün-, Braun-, Buntbleierz) $3[(\text{PO}_4)_2\text{Pb}_3] \cdot \text{Pb}(\text{Cl}, \text{F})_2$
Hexagonal paramorph

Spezielle Kennzeichen: Die meist prismatischen Kristalle sind gerne bauchig, faßförmig bis tonnenförmig mit unregelmäßig entwickelter Basisfläche. Parallelstöcke prismatischer Kristalle sind nicht selten. Sehr häufig bildet Pyromorphit Überzüge und Krusten und ist dann kugelig, nierenförmig, traubig, seltener dichtkörnig oder faserig aggregiert. Die Farbe variiert vom Grünen ins Braune bis Gelbe (grasgrün, smaragdgrün, olivengrün, zeisiggrün, pistazgrün, braungrün, nelkenbraun, haarbraun, wachsgelb, honiggelb, orangegeb). Weiße, graue oder gar farblose Pyromorphite sind selten. Der Strich ist weiß oder gelblichweiß. Das spröde Mineral ist im allgemeinen wenig durchsichtig. Der Glanz ist selten hoch. Die Spaltung erfolgt undeutlich nach $\langle 10\bar{1}0 \rangle$ und $\langle 10\bar{1}1 \rangle$. Im übrigen ist der Bruch muschelig. Härte $3\frac{1}{2}$ —4. Spezifisches Gewicht 6,5—7,1. Noch niedrigere Werte der Dichte besitzen die Ca-haltigen Pyromorphite (sogen. Polysphärit hat ca. 11%, Miesit ca. 7% Ca-Phosphat beigemischt).

Physikalische Eigenschaften: Pyromorphit ist optisch einachsig negativ. Mittlere Werte der Lichtbrechung lauten: $\omega = 2,050$, $\varepsilon = 2,042$, $\omega - \varepsilon = 0,008$. Thermisch ist er positiv mit $a:c = 0,91:1$ als Achsenverhältnis des Isothermenellipsoids.

Spezielle Morphologie: Die paramorphe Hemiedrie läßt sich fast ausschließlich aus den Ätzfiguren ableiten, da Formen III. Stellung selten sind. $a:c = 1:0,7362$ (*Haidinger-Mohs*), also vom Apatit wenig verschieden. $\langle 0001 \rangle$, $\langle 10\bar{1}0 \rangle$, $\langle 10\bar{1}1 \rangle$, $\langle 1120 \rangle$, $\langle 20\bar{2}1 \rangle$, $\langle 10\bar{1}2 \rangle$, $\langle 11\bar{2}1 \rangle$ sind die häufigsten Formen (Fig. 184). Meistens sind nur die ersten zwei oder drei meßbar. Hie und da fehlt die Basis; der Habitus ist dann säulig bipyramidal.

Chemismus und Vorkommen: Chromhaltiger, leuchtend rot bis orange gefärbter Pyromorphit, sowie grünlicher bis weißer As-haltiger Pyromorphit sind neben Ca-führenden Varietäten (siehe oben) bekannt. Da Pyromorphit eine sekundäre Bildung auf Bleiglanzlagerstätten darstellt, findet man ihn recht häufig pseudomorph nach Galenit oder Cerussit. Andererseits kann auch Pyromorphit wieder in Galenit umgewandelt oder von Limonit, bezw. von Hemimorphit verdrängt werden.

Mimetesit (Mimetit, Grünbleierz z. T.) $3[(\text{AsO}_4)_2\text{Pb}_3] \cdot \text{Pb}(\text{F}, \text{Cl})_2$
Hexagonal paramorph

Spezielle Kennzeichen: Sehr ähnlich dem Pyromorphit, mit dem er Mischkristalle bildet. Gerundete bis kugelige, kleintraubige, nierige und erdige Ausbildung sind eher noch häufiger. Der Glanz ist oft etwas höher als bei Pyromorphit. Die Spaltbarkeit nach $\langle 10\bar{1}1 \rangle$ ist hie und da gut wahrnehmbar. Bläßgelbe bis orangegelbe Farben herrschen vor, auch farbloser Mimetesit ist bekannt. Härte $3\frac{1}{2}$. Spezifisches Gewicht

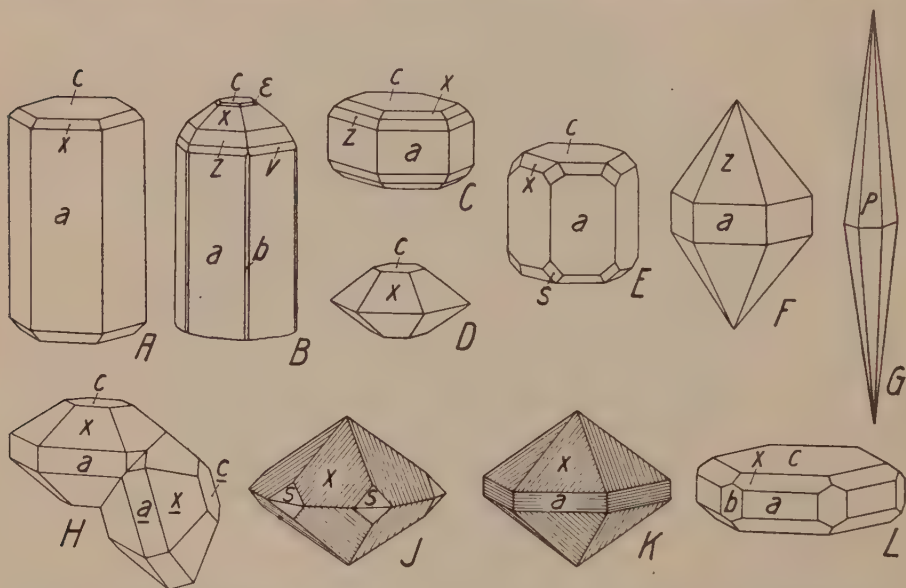


Fig. 184. Habitusbilder von Pyromorphit (A—G, ohne Anzeichen von Paramorphie) und Mimetesit (H—L, J und K mit typisch paramorpher Streifung auf x). A, E Ural; B Canada; C, J—L Sibirien; D, F Bretagne; G, H Böhmen. H = Zwillings nach $(\bar{1}2\bar{1}1)$. a $\langle 10\bar{1}0 \rangle$, P $\langle 80\bar{8}1 \rangle$, v $\langle 40\bar{4}1 \rangle$, z $\langle 20\bar{2}1 \rangle$, x $\langle 10\bar{1}1 \rangle$, ε $\langle 30\bar{3}4 \rangle$, c $\langle 0001 \rangle$, s $\langle 11\bar{2}1 \rangle$.

7—7,25. Der graue Hedyphan und der orangerote Kampylit sind als Mischkristalle bereits erwähnt worden (siehe Seite 393).

Physikalische Eigenschaften: Lichtbrechung und Doppelbrechung steigen beim Ersatz des P durch As. Es ist gewöhnlicher Mimetesit optisch negativ mit $\omega = 2,135$, $\varepsilon = 2,118$, $\omega - \varepsilon = 0,017$. Auch zweiachsig negativer Charakter wird konstatiert.

Die **spezielle Morphologie** entspricht derjenigen von Pyromorphit. $a : c = 1 : 0,7224$ (Haidinger). Bipyramidale Entwicklung (Fig. 184) ist bekannt mit Streifungen auf Prisma und Bipyramide. Das Vorkommen entspricht demjenigen des Pyromorphites, doch ist reiner Mimetesit selten. Arsen- und Bleierze sind die Ursprungsmineralien dieses typischen Oxydationsproduktes.

Vanadinit (Vanadinbleierz) $3[(\text{VO}_4)_2\text{Pb}_3] \cdot \text{Pb}(\text{F}, \text{Cl})_2$

Hexagonal paramorph

Spezielle Kennzeichen: Die meist prismatischen, oft innen hohlen Kristalle, sowie die derben bis faserigen Aggregate und kugeligen Ausbildungen oder Überkrustungen sind tiefrubinrot, rötlichbraun, hellbräunlichgelb oder strohgelb gefärbt und liefern einen weißlichgelben Strich. Härte meist etwas unter 3. Spezifisches Gewicht 6,66—7,10.

Physikalische Eigenschaften: Optisch negativ mit den Brechungsindizes $\omega = 2,354$, $\epsilon = 2,299$.

Spezielle Morphologie: $a : c = 1 : 0,7122$ (*Vrba*). Bipyramiden III. Stellung wie $\langle 2131 \rangle$ sind bekannt, doch sind wiederum $\langle 1010 \rangle$ und $\langle 0001 \rangle$ die Hauptformen. Vanadinit ist ein seltenes Vanadium-erz, das besonders zusammen mit Wulfenit, Pyromorphit und Descloizit auftritt.

Ein nur pseudohexagonales Mineral des Apatit-Berylltypus ist das Silikat Cordierit.

Cordierit (Dichroit, Iolith), in der Hauptsache $[\text{Si}_5\text{O}_{18}]_{\text{Mg}_3}^{\text{Al}_4}$,

oft etwas wasserhaltig und Mg teilweise durch Fe ersetzt. Rhombisch pseudohexagonal

Spezielle Kennzeichen: 1. Frischer Cordierit. Die oft xenomorph körnigen oder dann kurzsäulig pseudohexagonalen, unzersetzten Cordierite sind durchsichtig bis durchscheinend, bläulich, violblau, schwarzblau, bräunlichgrün, seltener gelblich bis grau gefärbt. Beim Durchblicken in verschiedenen Richtungen ist der Pleochroismus oft gut wahrnehmbar, z. B. in Richtung $[100]$ blaugrau, in Richtung $[010]$ gelb, in Richtung $[001]$ indigoblau. Der Bruch ist im allgemeinen muschelig, auf den Bruchflächen herrscht Fettglanz. Eine Verwechselung mit schwach gefärbtem Quarz ist leicht möglich. Doch besitzt Cordierit eine deutliche Spaltbarkeit nach $\langle 010 \rangle$ und ein undeutliches Spaltungsvermögen oder Absonderungsbestreben nach $\langle 100 \rangle$ und $\langle 001 \rangle$. Das spezifische Gewicht des spröden Minerals liegt zwischen 2,58 und 2,66. Die Härte ist $7-7\frac{1}{2}$.

2. Umgewandelter Cordierit. Meistens trifft man Cordierit nicht mehr frisch an, er ist pseudomorphosenartig in ein schuppiges, blätteriges bis scheinbar faseriges oder dichtes Aggregat von Glimmer und Chlorit umgewandelt oder durch Bildung von Eisenoxiden rötlich verfärbt. Sind Sericit, Muskowit, Biotit, Chlorit entstanden, so ist der Cordierit meist graugrün, grünlichgrau oder bräunlichgrau. Man hat diese matten und naturgemäß wenig harten Pseudomorphosen mit verschiedenen

Namen bezeichnet. Unter ihnen sind Pinit, Fahlunit, Chlorophyllit und Pyrargillit die gebräuchlichsten. Man spricht allgemein von einer Pinitisierung des Cordierites. Es ist dies eine hydrothermale Zersetzung oder eine säkulare Verwitterung.

Physikalische Eigenschaften: Die optischen Eigenschaften variieren etwas mit der chemischen Zusammensetzung. Im allgemeinen sind die Cordierite optisch zweiachsig negativ mit wechselndem Achsenwinkel, doch erscheint es nicht ausgeschlossen, daß gewisse Cordierite optisch positiv sein können. Zumeist ist folgender Pleochroismus in dickeren Dünnschliffen wahrnehmbar.

|| $a = n_\beta$ = dunkelblau bis violett,

|| $b = n_\gamma$ = blaviolett,

|| $c = n_\alpha$ = sehr hell orangefarben mit Stich ins Graue.

Es ist also die Absorption $n_\beta > n_\gamma > n_\alpha$.

Mit steigendem Fe-Gehalt nimmt im allgemeinen das spezifische Gewicht zu, 2 V wird kleiner, die Lichtbrechung steigt, $n_\gamma - n_\alpha$ und $n_\beta - n_\alpha$ wachsen, während $n_\gamma - n_\beta$ abnimmt.

Künstlich hergestellte, wasser- und eisenfreie Cordierite waren nahezu optisch einachsig mit $n_\alpha = 1,519$, $n_\beta = n_\gamma = 1,522$. Etwas kieselsäureärmere Kristalle zeigten $n_\alpha = 1,524$, $n_\beta = n_\gamma = 1,528$.

Die natürlichen, immer etwas eisenhaltigen Cordierite sind durchwegs höher lichtbrechend, wie folgende Zusammenstellung zeigt:

Fundort	Gew.-% $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$	Na-Licht			2 V	Dichte	n_α für		
		n_α	n_β	n_γ			A-	F-	H-Linie
Twedestrand	4,13	1,5358	1,5406	1,5428	69° 26'	2,581	1,5302	1,5419	1,5517
Ibity . . .	5,21	1,5395	1,5448	1,5475	72° 37'	2,59	1,5335	1,5459	1,5559
Bodenmais .	6,75	1,5400	1,5460	1,5486	65° 36'	2,603	1,5346	1,5463	1,5562
Haddam . .	7,84	1,5520	1,5599	1,5610	43° 26'	2,660	—	1,5583	1,5688

Spezielle Morphologie: Cordierit kristallisiert rhombisch holoeidrisch, pseudohexagonal nach der c-Achse. Man gibt an: $a:b:c = 0,5871:1:0,5584$ (Miller). Daraus resultieren folgende Winkelwerte:

$$\begin{array}{ccccc} \angle(001)/(101) & \angle(001)/(111) & \angle(110)/(\bar{1}\bar{1}0) & \angle(021)/(001) & \angle(010)/(131) \\ 43^\circ 34' & 47^\circ 48' & 60^\circ 50' & 48^\circ 10' & 39^\circ 28' \end{array}$$

Als Hauptformen treten hervor: $\langle 001 \rangle$, $\langle 100 \rangle$, $\langle 110 \rangle$, $\langle 111 \rangle$, $\langle 010 \rangle$, $\langle 011 \rangle$, $\langle 112 \rangle$. Relativ häufig sind auch $\langle 021 \rangle$, $\langle 130 \rangle$. Es bilden $\langle 010 \rangle$ und $\langle 110 \rangle$ nahezu ein regelmäßiges, sechseitiges Prisma, ebenso $\langle 100 \rangle$ und $\langle 130 \rangle$. Ein zwölfseitiger Querschnitt ist daher nicht selten. Die Zonen $[001]$, $[110]$, $[100]$ und $[310]$, $[010]$ sind am wichtigsten. Sie entsprechen in hexagonaler Auffassung den Zonen $[0001]$, $[1120]$ und $[1010]$. Ferner ist schon äußerlich nicht selten der $[101]$ entsprechende Zonenverband ersichtlich, während $[102]$ und $[112]$ nur untergeordnete Bedeutung zukommt (Fig. 185). Die Mittelstellung zwischen tafeligem und stengeligem Wachstumstypus geht auch daraus hervor, daß neben der deutlichen Spaltbarkeit nach $\langle 010 \rangle$ eine oft recht

gute Absonderung nach $\langle 001 \rangle$ gefunden wird. Der Habitus (Fig. 186) ist fast stets kurzprismatisch. Sehr häufig sind Zwillinge und Drillinge nach $\langle 110 \rangle$, d. h. nach der pseudohexagonalen „Symmetrieform“. Die Drillinge können ein scheinbar hexagonales Sammelindividuum bilden.

Cordierit ist morphologisch dem Apatit und Beryll recht ähnlich.

Chemismus und Vorkommen: Folgende Analysen der auch optisch untersuchten Cordierite (siehe Seite 402) geben über die chemischen Verhältnisse Auskunft.

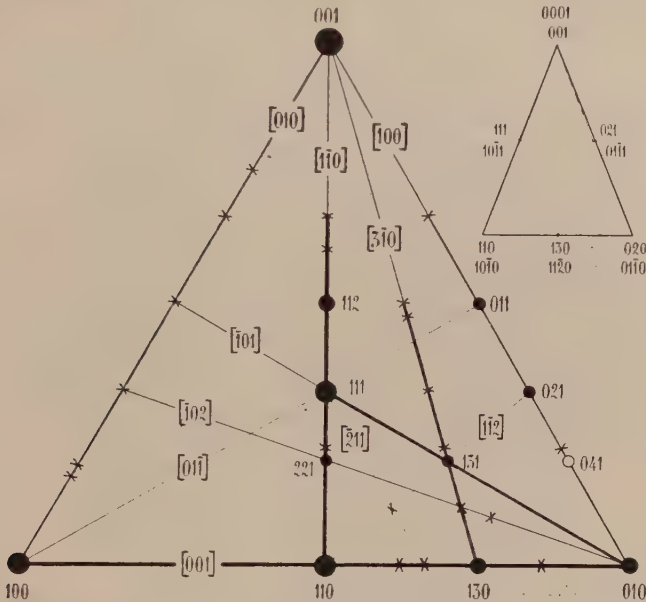


Fig. 185. Flächen und Zonen von Cordierit. Die fast genau gleichschenklige, gnomonische Hilfsfigur läßt ersehen, daß sich die Winkelverhältnisse der $[001]$ -Zone der hexagonalen Symmetrie stark nähern.

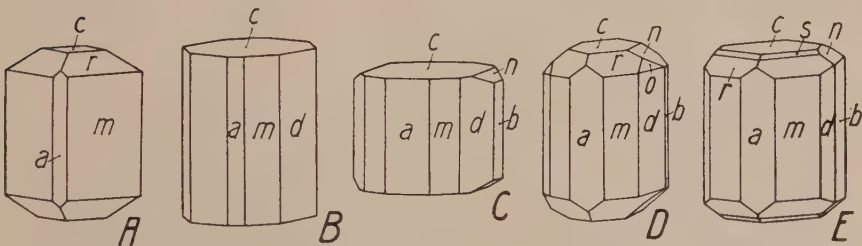


Fig. 186. Cordierit (C Grönland, die übrigen von Bodenmais, Bayern). a $\langle 100 \rangle$, b $\langle 010 \rangle$, c $\langle 001 \rangle$, m $\langle 110 \rangle$, d $\langle 130 \rangle$, n $\langle 011 \rangle$, r $\langle 111 \rangle$, s $\langle 112 \rangle$, o $\langle 131 \rangle$. m und b, bzw. a und d bilden das „hexagonale“ Prisma I. bzw. II. Stellung. Ebenso gehören s und n zusammen. Die c-Achse ist die bestentwickelte Zone. Der Habitus variiert von ausgesprochen rhombisch (A) bis scheinbar hexagonal (E, r allerdings ohne $\langle 021 \rangle$).

Fundort	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	Alkalien	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	Summe
Twedestrand	49,18	32,28	0,08	4,05	—	11,25	0,65	0,27	2,04	99,80
Ibity . . .	49,05	33,08	0,83	4,38	—	11,04	—	—	1,64	100,02
Bodenmais .	48,58	31,47	1,85	4,90	Sp	10,68	0,35	0,14	1,82	99,79
Haddam. . .	48,17	32,53	1,21	6,63	Sp	8,86	1,89	0,10	1,12	100,51

Die Analysen lassen sich berechnen auf $10\text{SiO}_2 \cdot 4\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 4\text{R}^{II}\text{O} \cdot \text{H}_2\text{O}$.

Künstlich, aus dem Schmelzfluß, hat man wasserfreien Cordierit hergestellt, der als Mischkristall von $[\text{SiO}_6 \cdot \text{SiO}_2 \cdot \text{SiO}_2]_{\text{Mg}}^{\text{Al}_2}$ mit $\left(\frac{[\text{SiO}_6 \cdot \text{SiO}_2 \cdot \text{SiO}_2]}{[\text{SiO}_6 \cdot \text{SiO}_2]} \right)_{\text{Mg}_2}^{\text{Al}_4}$ aufgefaßt werden kann. Es scheint somit der ständig gefundene Wassergehalt natürlicher Kristalle nicht konstitutionell notwendig zu sein. Bei beginnender Zersetzung vergrößert er sich naturgemäß. Über diese leichte Zersetzbarkeit und die dadurch bedingte Pseudomorphosenbildung ist bereits Seite 401 gesprochen worden.

Cordierit ist vorzugsweise ein Mineral tonerdereicher metamorpher Gesteine der Katazone, das mit Feldspat, Biotit, Sillimanit oder Andalusit, Quarz oder Spinell auftritt. Auch aus gewissen kieselsäure-reicheren Magmen kann es auskristallisieren, und selbst in pneumatolytisch-pegmatitischen Bildungen tritt es hie und da auf. Mit Magnetkies, bzw. Pyrit und Kupferkies, sowie Quarz und grünlichem Feldspat bildet es besondere Lagerstätten. Sillimanit- (vergl. Fig. 149) und Zirkoneinschlüsse (letztere mit pleochroitischen Höfen) sind nicht selten.

Ganz besondere Eigenschaften besitzt der mit Cordierit nicht selten verwechselte Quarz.

Quarz SiO_2 . Rhomboedrisch (trigonal) enantiomorph

Spezielle Kennzeichen: Das weitverbreitete Mineral tritt auf:

1. in gut ausgebildeten, prismatisch-rhomboedrischen, scheinbar prismatisch-bipyramidalen, bipyramidalen, oft tafelig verzerrten Einzelkristallen und Zwillingen;
2. in drusenartigen Kristallaggregaten;
3. vorwiegend xenomorph als Gemengteil vieler Gesteine (Fig. 187 und 188);
4. in körnigen bis kryptokristallinen, dichten Massen;
5. in traubig-nierigen bis stalaktitischen Ausbildungen, mit hie und da faseriger Textur;
6. in Form von Pseudomorphosen nach vielen anderen Mineralien.

Charakteristische Kennzeichen sind die Frische des schwer zersetzbaren Minerals, die Sprödigkeit, der muschelige bis splitterige Bruch mit dem Fettglanz (auf Kristallflächen Glasglanz), das Fehlen einer guten

Spaltbarkeit, die Härte 7 und das mittlere spezifische Gewicht von 2,5 bis 2,8 (rein 2,56). An guten Kristallen ist oft die horizontale Streifung auf den Prismenflächen erkennbar. Wohl noch nie ist bei Quarz eine durch freies Wachstum gebildete, glatte Basisfläche gefunden worden. Nach Farbe und Ausbildung werden folgende Varietäten unterschieden, deren Aufzählung zugleich ein Bild von der Mannigfaltigkeit vermittelt:

A. Phanerokristalline Varietäten

- a) klar, farblos, durchsichtig, jedoch nicht selten Einschlüsse aufweisend: Bergkristall;

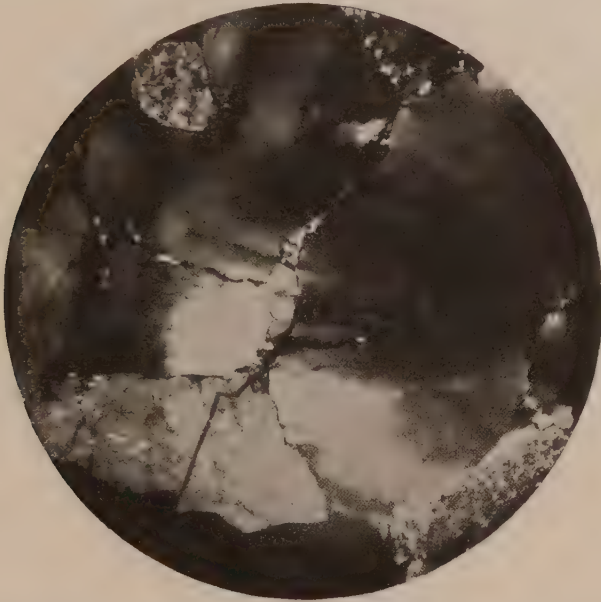


Fig. 187. Gepreßter Granit, Klotsche, Lausitz, bei gekreuzten Nicols. Die Quarzkörner, an der völligen Klarheit usw. im Dünnschliff leicht erkennbar, sind ohne eigene Gestalt, d. h. xenomorph. Infolge der tektonischen Beanspruchung des Gesteins gibt es keine einheitliche Dunkelstellung der einzelnen Quarzkörner; es bewegt sich vielmehr beim Drehen des Präparates die Dunkelheit kontinuierlich über den Kristall hin (= undulöse Auslöschung). Vergr. 40 fach.

- b) rauchbraun, durchscheinend: Rauchquarz, fälschlich auch Rauchtöpas genannt;
- c) dunkelrauchbraun bis schwarz, meist nicht mehr durchscheinend: Morion;
- d) gelb, durchsichtig: Citrin. (Hoherhitzter Amethyst nimmt die gleiche Farbe an.)
- e) bläulichviolett bis purpurn, oft derbstrahlig, aber auch in großen Drusen: Amethyst. Die Farbe ist gern unregelmäßig verteilt;
- f) derb, lichtrosarot: Rosenquarz;

- g) reinweiß, milchig. Einzelkristalle oder derb: Milchquarz;
- h) durch Roteisen oder Brauneisen gefärbte, gelbe, rote, braune undurchsichtige Kristalle: Eisenkiesel, auch derb;
- i) bläulich gefärbter Quarz: Sapphirquarz;
- k) infolge eingelagerter Blättchen anderer Mineralien (Hämatit, Glimmer) bräunlichrot flimmernd: Avanturin. Eingelagerte Bündel von fuchsroten Rutilnadeln erzeugen ähnliches Farbenspiel;
- l) lauchgrün (durch eingelagerte Hornblendenadeln): Prasem;

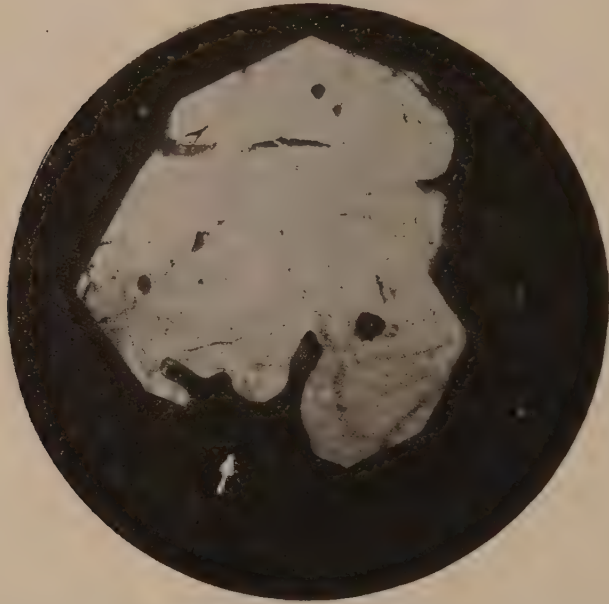


Fig. 188. Teilweise eigengestaltig (idiomorph) begrenzter Quarz mit nachträglicher Resorption (Pfeil!) im Quarzporphyr vom Felsenkeller, Ilmenau. Vergr. 40 fach.

- m) faserig erscheinende Ausbildungen sind oft zum Teil Pseudomorphosen nach faserigen Mineralien, die partiell noch erhalten blieben. Dazu gehören z. B. das grünlichgraue Katzenauge (nach und mit Asbest), das Tigerauge (nach und mit Krokidolith);
- n) gemeiner Quarz als Gemengteil der Eruptivgesteine ist farblos, weiß, grau, rötlich, gelblich, grünlich oder bläulich.

Nach der Ausbildung richten sich die Bezeichnungen:

Szepterquarz, oberes Ende der Prismen knopfartig verdickt;
 Babylonquarz, treppenartig nach oben verjüngt;

Kappenquarz, lagenartige, schichtig aufgebaute, jüngere Wachstumsstadien bilden kappenartige, leicht ablösbare Umhüllungen um ältere;

Sternquarz, innen radialstrahlige Textur;

Zellquarz, zellige, zerhackte Aggregate, meist pseudomorph nach tafeligem Calcit oder Baryt.

Die Bezeichnungen Faserquarz, Gangquarz, Lagerquarz ergeben sich von selbst.

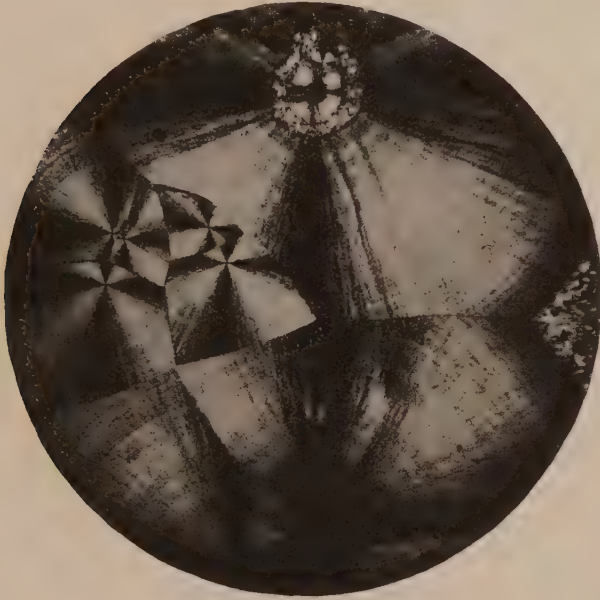


Fig. 189. Chalcedon, Carn Brea, Camborn, Cornwall. Radialstrahlige, z. T. auch konzentrischschalige Anordnung der Einzelkriställchen. Da die wirksamen Schwingungsrichtungen der in einem beliebigen Querschnitte gelegenen Nadelchen ganz der Skiodromenfigur einachsiger Kristalle entsprechen, so ergibt sich im parallel polarisierten Licht bei gekreuzten Nicols ein ähnliches dunkles Kreuz, wie dort im konvergenten Licht. 30 fache Vergr.

B. Kryptokristalline Varietäten

- a) Als Chalcedon werden die durchscheinenden oder gefärbten, meist wachsartig glänzenden, oft traubigen bis glaskopfartigen Ausbildungen bezeichnet, die aus dem Kieselsäuregel (Opal) entstanden sind. Radialstrahlige und zugleich konzentrische Struktur ist häufig (Fig. 189). Die Faserrichtung entspricht der c-Achse (gewöhnlicher Chalcedon) oder liegt senkrecht dazu, wobei optische Anomalien auftreten können (Lutecit und Quarzin).

- Blutroter, blaßroter bis gelblichroter, durchscheinender Chalcedon heißt Carneol. Braun und rot durchscheinend ist der Sarder. Apfelgrüner, durch NiO gefärbter Chalcedon heißt Chrysopras. Federchalcedon ist feinstalaktitisch. Haytorit ist Chalcedon nach Datolith; häufig findet man auch mannigfach schwach gefärbten Chalcedon nach Fluorit. Mokkastein und Moosachat sind Chalcedon mit dendritischen Einschlüssen.
- b) Achat. Achat ist aus Gel entstandener Chalcedon mit deutlicher Bänderung (siehe „Allgemeine Mineralogie“, Seite 687) und von wechselnder Färbung. Onyx und Sardonyx zeigen einfache, geradlinig verlaufende Bänderung, während bei den gewöhnlichen Achaten oft die mannigfaltigsten Formen auftreten. Achat- oder helle Chalcedonmandeln mit beweglichen Flüssigkeitseinschlüssen werden Enhydros genannt.
- c) Als Jaspis bezeichnet man unreine, stark gefärbte, trübe und undurchsichtige Chalcedonmassen von dichtem, muscheligem Bruch. Die Farbe ist meist durch Eisenoxyd oder Eisenhydroxyd bedingt (rot, gelb, braun), doch gibt es auch grüne oder graublaue Jaspisarten. Plasma ist lauchgrün und Heliotrop ist lauchgrün mit blutroten Punkten. Myrickit ist grau mit roten Flecken.

Als Flint oder Feuerstein bezeichnet man dichte, knollige oder plattige, konkretionäre Massen von dichtem Quarz in Sedimenten. Sie sind grau, gelblich, rauchbraun bis schwarz und oft noch opalhaltig.

Der meist unreine, rote oder durch Bitumen schwarz gefärbte Hornstein ist noch splitteriger als der Flint. Auch die fast nur aus dichtem Quarz mit Opalresten bestehenden sedimentären Kieselschiefer gehören hierher. Die Anhäufungen von Skeletten der Radiolarien und anderer niedriger Lebewesen haben derartige Bildungen meist ermöglicht. Sehr dichter, schwarzer Kieselschiefer wird auch Lydit oder Probierstein genannt.

C. Gesteine, die fast ausschließlich Quarz enthalten.

Bereits Hornstein und Kieselschiefer sind typische Gesteine. Aber auch manche Sandsteine enthalten weit überwiegend Quarzkörner. Fast reine, körnige bis dichte, gesteinsmäßig auftretende, oft reinweiße Massen liegen in den Quarziten vor. Außerdem ist Quarz Hauptgemengteil vieler Eruptivgesteine und metamorpher Gesteine.

Physikalische Eigenschaften: Da reiner, wasserklarer Quarz (Bergkristall) häufig gefunden wird, sind die physikalischen Eigenschaften recht gut bekannt. Quarz ist optisch einachsigt, positiv. Für die Temperatur von 15° wurden z. B. folgende Brechungsindizes bestimmt:

λ (in $\mu\mu$)	795,0	656,304	527,011	434,066	330,285	219,44	185,22
ω	1,538513	1,541931	1,547177	1,553976	1,569742	1,624991	1,675895
ε	1,547421	1,550948	1,556388	1,563406	1,579729	1,637022	1,690069

Als Brechungsindizes für Na-Licht sind bei Zimmertemperatur in Betracht zu ziehen: $\omega = 1,5442$, $\varepsilon = 1,5533$. Über die Dispersion der Doppelbrechung siehe „Allg. Mineralogie“, Seite 409.

Im Ultraroten fand man bei 20° für ω die Werte:

λ (in $\mu\mu$)	56000	4200	3800	3030	2348	1679	1305	1067	904	589
ω	2,18	1,4569	1,4740	1,4987	1,5160	1,5257	1,5310	1,5342	1,5364	1,5442

Reflexionsmaxima treten für folgende Wellenlängen auf:

ω bei	8,50;	8,90;	9,05;	12,52;	21,0 und 26,0 μ
ε bei	8,50;	8,70;	8,90;	9,05;	12,87; 19,7 und 27,5 μ .

Im ultravioletten Teil des Spektrums sind Streifen metallischer Reflexion wahrscheinlich bei $\lambda = 0,1014 \mu$, bezw. $\lambda = 0,1022 \mu$.

Ein Absorptionsstreifen liegt für ω bei $2,90 \mu$. Die Durchlässigkeit hört für ω und ε bei $4,75 \mu$ auf. Im Ultravioletten ist Quarz durchlässig für Licht bis zu $0,15 \mu$ Wellenlänge.

Bei 580° ist für Na-Licht $\omega = 1,5328$ und $\varepsilon = 1,5408$, doch liegt zwischen dieser Temperatur und 0° der Umwandlungspunkt $\alpha \rightarrow \beta$ -Quarz. Die Abhängigkeit der Brechungsindizes von der Temperatur ist in Fig. 476 der „Allgemeinen Mineralogie“ dargestellt.

Die optische Aktivität ist vorzugsweise an Quarz studiert worden. Folgende Zahlen geben über das spez. Drehvermögen in Richtung der c-Achse Auskunft (siehe „Allgemeine Mineralogie“, Seite 435 ff.).

λ (in $\mu\mu$)	760	719	656	589		527
ρ	$12^\circ, 65$	$15^\circ, 746$	$17^\circ, 318$	$21^\circ, 684$	$21^\circ, 727$	$27^\circ, 543$
λ (in $\mu\mu$)		486	431	397		
ρ		$32^\circ, 773$	$42^\circ, 604$	$51^\circ, 193$		

Die Abhängigkeit des Wertes ρ (in Graden) von λ (in $\mu\mu$) wird durch die Beziehung

$$\rho = \frac{A}{\lambda^2} + \frac{B}{\lambda^4} + \frac{C}{\lambda^6} + \frac{D}{\lambda^8}$$

zum Ausdruck gebracht, wo für das Intervall $\lambda = 760 \mu\mu$ bis $\lambda = 214,3 \mu\mu$ folgende numerischen Werte der Konstanten gefunden wurden:

$$A = 7060741 \quad B = 168535 \cdot 10^{-6} \quad C = -2589,49 \cdot 10^{-12} \quad D = 130,708 \cdot 10^{-18}$$

Licht, das schief zur c-Achse hindurchgeht, ist nicht zirkular, sondern elliptisch polarisiert, doch kann von ca. 15° Neigungsschiefe an die Elliptizität praktisch nicht mehr wahrgenommen werden.

Der einseitigen Druck wird Quarz zweiachsig. Der Achsenwinkel 2Ω ist ungefähr proportional der Quadratwurzel aus dem Druck. Genauer gilt die Gleichung $\sin \Omega = C \sqrt{P}$. Aus den Hauptbrechungsindizes und den sogen. elasto-, bezw. piezo-optischen Konstanten läßt sich C berechnen. Folgende numerischen Daten orientieren über die Verhältnisse:

Druck in kg/mm ²	Winkel 2Ω	
	beobachtet	berechnet
1,64	3° 43'	3° 44'
2,46	4° 40' und 4° 28'	4° 38'

Die erste Mittellinie fällt nicht mehr mit der c-Achse zusammen, wenn diese letztere nicht selber Druckrichtung ist. Ihre eventl. Drehung ist allerdings klein. Übrigens wird durch einseitigen Druck in Richtung der Hauptachse ω weniger vergrößert als ϵ , so daß die Doppelbrechung abnimmt.

Sowohl durch Erhitzen als auch durch mechanische Beanspruchung tritt an Quarz polare Elektrizitätsverteilung auf. Abkühlung und Kompression bewirken eine ähnliche Verteilung von positivem und negativem Pol. Der polare Charakter der Digyren (trigonal enantiomorph!) kommt hierbei gut zur Geltung. Negativ elektrisch werden dann jene Prismenkanten, an denen die s- und x-Flächen liegen. Trotzdem Bergkristall zu den reinsten Mineralsubstanzen gehört, zeigen Phänomene der elektrischen Leitfähigkeit, daß oft etwas Na-Verbindungen eingeschlossen sind, die insbesondere in der c-Achsenrichtung ein beträchtliches elektrolytisches Leistungsvermögen verursachen können.

Der spezifische elektrische Widerstand, bezogen auf Ohm·cm, ist bei Zimmertemperatur von der Größenordnung $10^{14} \parallel c$, bzw. $10^{16} \perp c$ und nimmt mit steigender Temperatur ab. Ähnliche Werte wurden für Quarzglas gemessen, beispielsweise:

t in C°	15°	150°	230°	300°	350°	450°	700°	800°
Spez. elektr. Widerstand in $\Omega \cdot \text{cm}$	$> 2 \cdot 10^{14}$	$> 2 \cdot 10^{14}$	$2 \cdot 10^{13}$	$2 \cdot 10^{11}$	$3 \cdot 10^{10}$	$8 \cdot 10^8$	$3 \cdot 10^7$	$< 2 \cdot 10^7$

Hohe elektrische Felder erzeugen ähnliche optische Anomalien wie Druck, die Interferenzringe gehen in Ellipsen über. Die Doppelbrechung nimmt zu, wenn man dasjenige Ende der Nebenachse des Kristalls mit dem positiven Pol verbindet, welches durch Kompression in der Nebenachsenrichtung negativ elektrisch würde. Wird die Zwischenachse zur Kraftrichtung gemacht, so tritt keine Änderung der Doppelbrechung ein.

Für $\lambda = 300 \mu$ werden die Dielektrizitätskonstanten zu 4,7 für ϵ und zu 4,4 für ω angegeben, für $\lambda = 75 \text{ cm}$ zu 4,60, resp. 4,32.

Die Verdettsche Konstante (vergl. Seite 43) wurde für verschiedenes λ wie folgt bestimmt:

λ in $\mu\mu$	214,9	257,3	360,9	467,8	480,0	508,6	589,2	643,9
Verdettsche Konstante in Winkelminuten	ω_{20} 0,1587	0,1079	0,04617	0,02750	0,02574	0,02257	0,01664	0,01368

Die magnetische Suszeptibilität, bezogen auf die Masseneinheit, ist $\parallel c = -4,66 \cdot 10^{-7}$, $\perp c = -4,61 \cdot 10^{-7}$.

Quarz ist somit diamagnetisch.

Die absolute Wärmeleitfähigkeit λ (in cal/cm·sec·Grad) wird, wie folgt, angegeben:

t (in C°)	-190°	-78°	0°	100°
$\lambda \parallel c$	0,117	0,0467	0,0325	0,0215
$\lambda \perp c$	0,0586	0,0241	0,0173	0,0133.

Für Quarzglas ist sie bedeutend geringer.

Die spezifische Wärme läßt sich zwischen 0° und 1400°C als Funktion

$$c = 0,1685 + 0,000194 t - 0,00000011 t^2$$

darstellen.

Für tiefe Temperaturen wurde sie bestimmt zu

$$\begin{array}{lll} t = & -247,3 & -237,0 & -180,5 \\ c = & 0,0069 & 0,0132 & 0,0562. \end{array}$$

Für Quarzglas werden folgende Werte gegeben:

$$\begin{array}{lll} t = & 0^{\circ}-100^{\circ} & 0^{\circ}-500^{\circ} & 0^{\circ}-900^{\circ} \\ c_m = & 0,1844 & 0,230 & 0,2512. \end{array}$$

Cristobalit ergibt für die spezifische Wärme:

$$\begin{array}{lll} t = & 0^{\circ}-100^{\circ} & 0^{\circ}-500^{\circ} & 0^{\circ}-900^{\circ} \\ c_m = & 0,1882 & 0,2426 & 0,2679. \end{array}$$

Für die thermische Ausdehnung des Quarzes parallel der c-Achse gilt zwischen 0° und 360° folgende Formel: $\frac{l_t - l_0}{l_0} \cdot 10^6 = 7,067 t + 0,008362 t^2$.

Mit der gleichen Methode wurden zwischen 10° und 434° bestimmt:

$$\parallel c \quad \frac{l_t - l_0}{l_0} \cdot 10^6 = 7,143_6 t + 0,008925 t^2 + 0,0000001459 t^3 + 0,0_2 2751 t^4$$

$$\perp c \quad \frac{l_t - l_0}{l_0} \cdot 10^6 = 13,246 t + 0,012625 t^2.$$

Quarzglas genügt zwischen 0° und 500° der Gleichung:

$$\frac{l_t - l_0}{l_0} \cdot 10^6 = 0,395 t + 0,001282 t^2 - 0,0_4 1698 t^3.$$

Dementsprechend ist der wahre lineare Ausdehnungskoeffizient bei 20° für Quarz = $7,4$ bis $7,5 \cdot 10^{-6} \parallel c$ und = $13,7 \cdot 10^{-6} \perp c$; für Quarzglas ist er $0,44 \cdot 10^{-6}$.

Bei ca. -80° besitzt Quarzglas ein Dichtemaximum, die Ausdehnung beträgt hier ca. 18μ pro Meter und pro Grad.

Über das spezifische Gewicht liegen folgende Angaben vor:

$$\begin{array}{ll} s^{\circ}/_4/v & s^{\circ}/_4/l \\ 2,6507 & 2,6529 \end{array}$$

Für die Kompressibilität $\times 10^6$ pro Megabar wurde bei gewöhnlicher Temperatur gefunden:

$$\begin{array}{llll} \text{Druck} & 0 \text{ Atm.} & 2000 \text{ Atm.} & 10000 \text{ Atm.} \\ \text{Quarz} & 2,70 & 2,63 & 2,31 \\ \text{Quarzglas} & 3,1 & 3,1 & - \end{array}$$

Die Längenänderung parallel und senkrecht zur c-Achse sowie die Volumänderung unter dem Einfluß verschiedener Drucke bei 30°C und bei 75°C erhellt aus nachstehender Tabelle:

Druck kg pro cm^2	$\frac{\Delta l}{l_0}$ senkrecht zu [0001]		$\frac{\Delta l}{l_0}$ parallel [0001]		Volumänderung	
	30°C	75°C	30°C	75°C	30°C	75°C
0	0	0	0	0	0	0
2000	0,00204	0,00205	0,00144	0,00146	0,00553	0,00558
8000	0,00742	0,00747	0,00528	0,00532	0,02025	0,02040
10000	0,00913	0,00917	0,00640	0,00648	0,02486	0,02503
12000	0,01084	0,01092	0,00748	0,00758	0,02945	0,02970

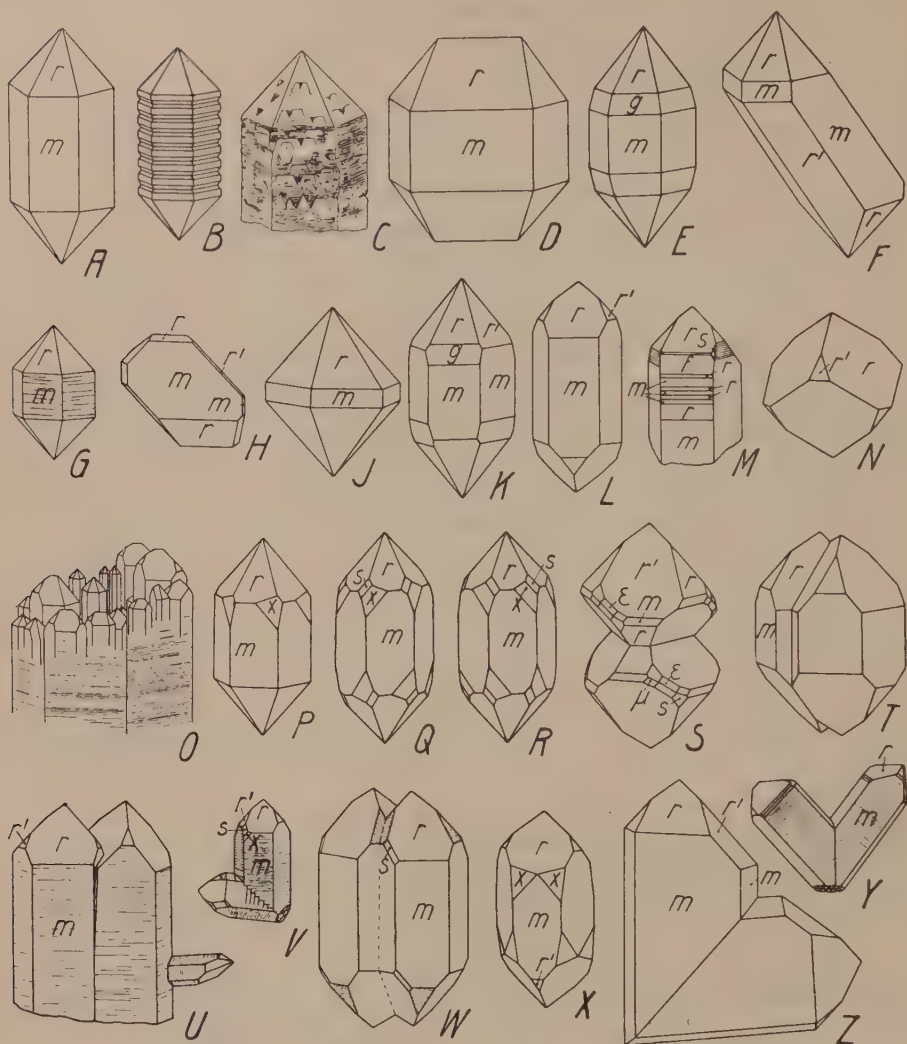


Fig. 190. Quarztrachten von hexagonal holoedrischer (A—J) und rhomboedrisch holoedrischer (K—O) Scheinsymmetrie; Zwillingsbildungen (P—Z). Formen bei Fig. 191. A Spanien; B, P, Q, R Schweiz; E, K Isère; G Anarsuk; H Kingokotala Kingua; L Derbyshire; M Burke Co; N Saualp; S Schlesien; T, X Brasilien; U Val d'Aosta; V Oisans; Y Traversella; Z Dauphiné. A ist die schon von *Plinius* beschriebene Hauptkombination. Alternierende Ausbildung des Prismas I. Stellung mit meist steilen Rhomboedern (B, M) bedingt die horizontale Streifung von m (G, O, U, V, Y). Verzerrungen sehr häufig: D und H tafelig nach m, F gestreckt nach $[2\bar{1}13]$. Auch nach r tafelige Kristalle sind bekannt (Riedertobel, Amsteg, Schweiz). Ausbildungen wie J, z. T. ohne m (Frizington), finden sich auch als Einsprenglinge in Quarzporphyren (St. Raphael, Frankr.). Der Unterschied von r und r' (K—O) zeigt sich in der Größe oder Beschaffenheit der einzelnen Flächen, auch in der Zahl und Art der angrenzenden Rhomboeder. Bei O ist das freie Ende des dickprismatischen Kristalls in zahlreiche Einzelkristalle aufgelöst. Als Ausheilung abgebrochener Individuen ist diese Erscheinung häufig. P—U sind Dauphineerzwillinge. P, Q, R zeigen die gewöhnliche Ausbildung (innigste Durchwachsung der beiden Individuen). Bei S ist 0001 Verwachsungsebene (ϵ ergibt sich aus $11\bar{2}1:01\bar{1}0$ und $10\bar{1}1:01\bar{1}1$, μ aus $1231:01\bar{1}0$ und

$11\bar{2}1:01\bar{1}1$). T stellt ebenfalls zwei nicht durcheinander, sondern mit $01\bar{1}0$ aneinandergewachsene Individuen dar. Ähnlich sind die beiden Linksquarze von W verwachsen. U ist ein Doppelzwilling. Die großen Individuen entsprechen dem Dauphineergesetz (wie T), der kleine Kristall rechts ist mit dem mittleren nach dem Japanergesetz verzwillingt. Zu diesem Gesetz gehören auch V, Y, Z, in dem Sinn allerdings, daß bloß bei Z eine $\langle 11\bar{2}2 \rangle$ -Fläche wirkliche Zwillingsfläche ist, während die beiden Linksindividuen von V um die auf einer solchen Ebene senkrechte Achse, die Individuen von Y aber um eine Kante $[11\bar{2}3]$ halberum gedreht sind. X ist ein Brasilianerzwilling (Durchdringung eines Rechts- mit einem Linksquarz).

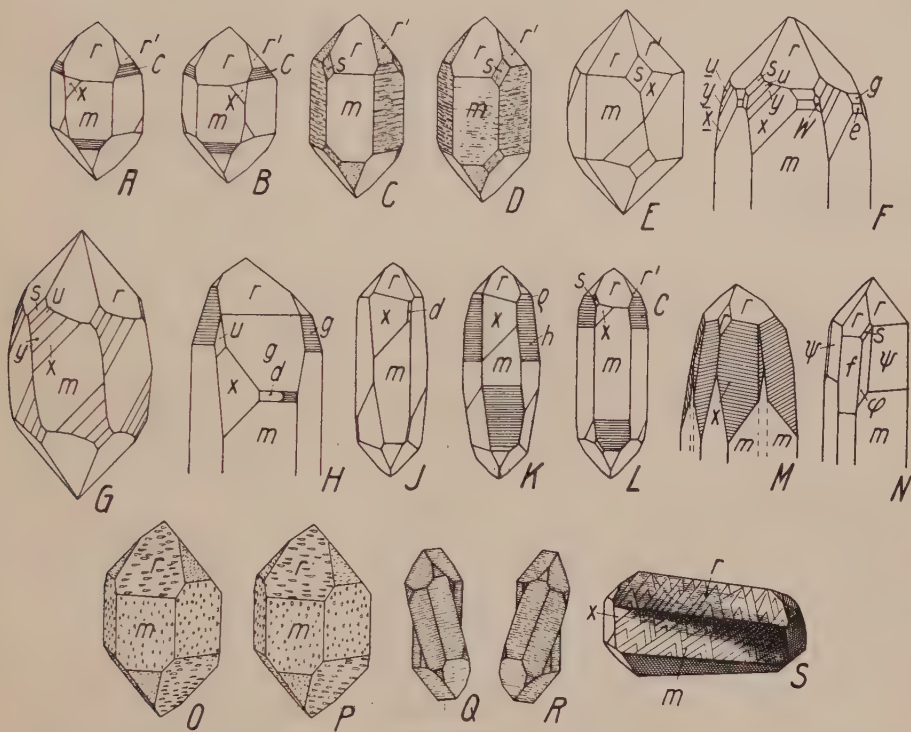


Fig. 191. Quarzbilder von deutlich enantiomorpher Symmetrie. $m \langle 10\bar{1}0 \rangle$, $C \langle 70\bar{7}1 \rangle$, $d \langle 11 \cdot 0 \cdot 11 \cdot 2 \rangle$, $e \langle 50\bar{5}1 \rangle$, $f \langle 40\bar{4}1 \rangle$, $g \langle 30\bar{3}1 \rangle$, $h \langle 20\bar{2}1 \rangle$, $\gamma \langle 18 \cdot 0 \cdot 18 \cdot 13 \rangle$, $r \langle 10\bar{1}1 \rangle$, $r' \langle 01\bar{1}1 \rangle$, $\psi \langle 0 \cdot 10 \cdot 10 \cdot 1 \rangle$, $s \langle 11\bar{2}1 \rangle$, $u \langle 31\bar{4}1 \rangle$, $y \langle 41\bar{5}1 \rangle$, $x \langle 51\bar{6}1 \rangle$, $\epsilon \langle 12\bar{3}1 \rangle$, $\mu \langle 13\bar{4}1 \rangle$, $\varphi \langle 2 \cdot 15 \cdot 17 \cdot 2 \rangle$, $W \langle 3 \cdot 7 \cdot 10 \cdot 3 \rangle$. (Symbole meist ohne Rücksicht auf Stellung und Vorzeichen.) A = Links-, B = Rechtsquarz (Carrara). Entsprechend C, D (die Streifung auf s weist dorthin, wo die x-Flächen liegen müßten; Striegau). F (Alexander Co.) und G sind Dauphineerzwillinge mit reich entwickelten $[11\bar{2}3]$ -Zonen. An H (Simplon), J, L (Oisans), K (Hebriden), N (Vestojö) treten die steilen Rhomboeder hervor. M (Weißelberg) ist in der Hauptsache ein Brasilianerzwilling mit sehr großen x-Flächen (treppenartige Zeichnung parallel den Kombinationskanten mit 1010 ; rautenförmige Fläche wegen Zonenverband = $11\bar{0}1$). Die durch punktierte Linien abgegrenzten Teile, die oben wieder in x-Flächen übergehen, sind in Dauphineerzwillingsstellung zum rechts anschließenden Individuum des Hauptzwillings. O und P (Links- bzw. Rechtsquarz) zeigen das spiegelbildliche Verhalten der durch Flußsäure erzeugten Ätzfiguren. Gewundene, halboffene Kristalle sind in Q (Links-) und R (Rechtsquarz) dargestellt; S ist eine geschlossene Bildung mit doppeltgekrümmten Flächen (Schweiz).

Die Elastizitätskonstanten und Elastizitätsmoduln sind deutlich von der Richtung abhängig. Es gilt (bezogen auf den Druck von 1 g pro cm²):

$$\begin{array}{lll}
 c_{11} = 8,68 \cdot 10^8 & c_{33} = 10,75 \cdot 10^8 & c_{44} = 5,82 \cdot 10^8 \\
 c_{12} = 0,71 \cdot 10^8 & c_{13} = 1,44 \cdot 10^8 & c_{14} = 1,72 \cdot 10^8 \\
 s_{11} = 12,73 \cdot 10^{-10} & s_{33} = 9,71 \cdot 10^{-10} & s_{44} = 19,66 \cdot 10^{-10} \\
 s_{12} = -1,63 \cdot 10^{-10} & s_{13} = -1,49 \cdot 10^{-10} & s_{14} = -4,23 \cdot 10^{-10}
 \end{array}$$

Auch die Zerreiungsfestigkeit ist an Stäbchen verschiedener Orientierung bestimmt und als anisotrope Eigenschaft erkannt worden. Als Festigkeiten werden angegeben:

	zur c-Achse		⊥ zur c-Achse	
	Mittel	Maximum	Mittel	Maximum
Druckfestigkeit	25000	28000	22800	27400
Zerreißfestigkeit	1160	1210	850	930
Biegefestigkeit	1400	1790	920	1180

Das Verhältnis der Ritzhrten || c und ⊥ c wurde zu 73:59 bestimmt. ber die Schleifhärten siehe „Allgemeine Mineralogie“, Seite 319.

Die Bildungswärme beträgt 191,0 kcal pro Mol. Der Schmelzpunkt von Cristobalit liegt bei 1710° ± 10°, der von Tridymit bei 1670° ± 10°.

Spezielle Morphologie: Das Achsenverhältnis des Quarzes kommt dem theoretischen Achsenverhältnis für isometrisch hexagonale Kristalle recht nahe. Es ist a:c = 1:1,09997 (*Kupffer*). Daraus berechnen sich folgende Winkel:

$$\begin{array}{llll}
 \angle(0001)/(10\bar{1}1) & \angle(1011)/(\bar{1}101) & \angle(10\bar{1}1)/(01\bar{1}1) & \angle(1010)/(40\bar{4}1) \\
 51^\circ 47\frac{1}{6}' & 85^\circ 46' & 46^\circ 15\frac{5}{6}' & 11^\circ 8' \\
 \angle(11\bar{2}1)/(10\bar{1}0) & \angle(51\bar{6}1)/(10\bar{1}0) & \angle(2131)/(10\bar{1}0) & \angle(31\bar{4}1)/(10\bar{1}0) \\
 37^\circ 58' & 12^\circ 1' & 25^\circ 5' & 18^\circ 29'
 \end{array}$$

Trotz dieser dimensionalen Übereinstimmung mit dem isometrischen Idealfall zeigt Quarz ganz charakteristische morphologische Eigentümlichkeiten, die ihm und nur ihm zukommen (vergl. die Habitusbilder Fig. 190 und 191).

Es sind im besonderen die folgenden:

1. $\langle 0001 \rangle$ als Form freien Wachstums ist kaum bekannt; die Basis tritt somit vollständig zurück, während sie im Idealfall des hexagonal isometrischen Typus mit $\langle 1010 \rangle$ nahezu gleichberechtigt sein sollte.

2. Allberall vorkommende Formen sind nur $\langle 10\bar{1}0 \rangle$, $\langle 10\bar{1}1 \rangle$, $\langle 01\bar{1}1 \rangle$. Sie bestimmen den Habitus. Dabei können die beiden Rhomboeder nahezu im Gleichgewicht ausgebildet sein („hexagonale Tracht“) oder das eine Rhomboeder ist vorherrschend („rhomboedrische Tracht“). Quarz ist also sehr flächenarm, wenn man an seine weite Verbreitung denkt. Er ist im Habitus wenig beeinflufbar, da fast ausschließlich die drei genannten Formen habitusbestimmend sind.

3. Noch sehr häufig, wenn auch meistens nur relativ klein ausgebildet, sind die trigonalen Bipyramiden $\langle 11\bar{2}1 \rangle$, bzw. $\langle 2\bar{1}\bar{1}1 \rangle$ und das linke oder rechte Trapezoeder $\langle 6\bar{1}\bar{5}1 \rangle$, bzw. $\langle 51\bar{6}1 \rangle$. Also auch hier eine charakteristische Abweichung vom hexagonal isometrischen Typus, indem das Prisma II. Stellung (hier ein trigonales Prisma) $\langle 11\bar{2}0 \rangle$, bzw. $\langle 2\bar{1}\bar{1}0 \rangle$ noch nicht unter den zweitwichtigsten Formen auftritt. Es ist allerdings bekannt und bildet mit $\langle 51\bar{6}0 \rangle$, bzw. $\langle 6\bar{1}\bar{5}0 \rangle$, die neben $\langle 10\bar{1}0 \rangle$ wichtigsten Prismen. Aber noch häufiger sind relativ steile Rhomboeder (positive und negative) wie $\langle 30\bar{3}1 \rangle$, $\langle 40\bar{4}1 \rangle$, $\langle 70\bar{7}1 \rangle$, zu denen sich dann bereits mehr untergeordnet gesellen: $\langle 40\bar{4}3 \rangle$, $\langle 30\bar{3}2 \rangle$, $\langle 50\bar{5}3 \rangle$, $\langle 70\bar{7}2 \rangle$, $\langle 50\bar{5}1 \rangle$, $\langle 11 \cdot 0 \cdot \bar{1}\bar{1} \cdot 1 \rangle$, $\langle 10\bar{1}2 \rangle$. Auch noch andere Trapezoeder als $\langle 51\bar{6}1 \rangle$, die zwischen Prisma I. Stellung und Bipyramide II. Stellung liegen (wie besonders $\langle 31\bar{4}1 \rangle$, $\langle 21\bar{3}1 \rangle$) sind eher häufiger als das Prisma II. Stellung. Daß sie einer wichtigen Zone der Quarzmorphologie angehören, geht daraus hervor, daß daneben (als rechte Formen geschrieben) $\langle 12 \cdot 1 \cdot \bar{1}\bar{3} \cdot 1 \rangle$, $\langle 71\bar{8}1 \rangle$, $\langle 41\bar{5}1 \rangle$, $\langle 53\bar{8}3 \rangle$, $\langle 7 \cdot 3 \cdot \bar{1}\bar{0} \cdot 3 \rangle$, $\langle 8 \cdot 3 \cdot \bar{1}\bar{1} \cdot 3 \rangle$, $\langle 7 \cdot 5 \cdot \bar{1}\bar{2} \cdot 5 \rangle$, $\langle 23\bar{5}3 \rangle$ gut bekannt sind. Fügt man diesen Formen noch die relativ häufige Bipyramide $\langle 11\bar{2}2 \rangle$ hinzu, so hat man alle an Quarz wichtigeren Flächenlagen aufgezählt. Wenn daneben noch ca. 370 seltene oder unsichere Formen in der Literatur angegeben werden, darf dies bei der weiten Verbreitung des Minerals nicht verwundern. Keine dieser Formen ist aber mehr als ein individuelles Akzessorium. In der Projektionsfigur 192 sind nur sehr wenige dieser individuellen Formen als Kreuze eingetragen worden.

4. Daraus und aus den Fig. 190/191 ist ersichtlich, daß Quarz nur zwei gute Entwicklungszonen aufweist: erstens die Zonen $[11\bar{2}0]$, besonders vom Rhomboeder $\langle 10\bar{1}1 \rangle$ zum Prisma $\langle 10\bar{1}0 \rangle$ hin. Das Auftreten steiler Rhomboeder bedingt denn auch eine für Quarz sehr charakteristische Streifung auf dem Prisma I. Stellung, eine Streifung, die (im Gegensatz beispielsweise zu Apatit) horizontal verläuft. Die zweitwichtigsten Zonen sind die Zonen $[1\bar{2}13]$, die sogen. Trapezoederzonen. Auch nach ihnen ist auf $\langle 11\bar{2}1 \rangle$, bzw. $\langle 2\bar{1}\bar{1}1 \rangle$ oft eine feine Streifung bemerkbar. Als drittwichtigste Zone ist die singuläre Zone $[0001]$ in Betracht zu ziehen. Sie darf schon deshalb nicht vergessen werden, weil die dazugehörigen Sechsfächner und Dreifächner lauter tautozonale Flächen besitzen. Nur geringe Bedeutung kommt der Zone $[10\bar{1}0]$ zu, und alle anderen Zonen sind unwichtig.

Ein Vergleich mit Seite 381 zeigt, daß diese vier wichtigsten Zonen auch die vier wichtigsten Zonen des hexagonal isometrischen Typus sind. Die Zuordnung des Quarzes zu dieser morphologischen Modalität läßt sich somit rechtfertigen. Indessen ist unzweifelhaft $[11\bar{2}3]$ bevorzugt und trotz des Fehlens der Basisfläche die Prismenzone benachteiligt. Es bedarf kaum einer Erläuterung, daß diese speziellen Eigenschaften ihren Grund in einer besonderen Struktur haben müssen.

Neuerdings ist die **Struktur** des α -Quarzes, das heißt des oberhalb 575° beständigen, hexagonal enantiomorphen Quarzes durch *Bragg* und *Gibbs* ziemlich genau bestimmt worden. Wie bereits in der „Allgemeinen Mineralogie“, Seite 511 f. vermerkt wurde, kann sich die Struktur des gewöhnlichen β -Quarzes nur durch geringe Lageverschiebungen der Atome von der des hexagonalen unterscheiden. Da jedoch, wie übrigens vermutet, auch die Anordnung der Si-Atome eine um die c-Achse schraubenförmige ist, sind die Strukturbilder etwas anders, als in der „Allgemeinen Mineralogie“ skizziert wurde. Es sei daher die Struktur, die nun wirklich alle morphologischen Besonderheiten des Quarzes ableiten läßt, kurz beschrieben.

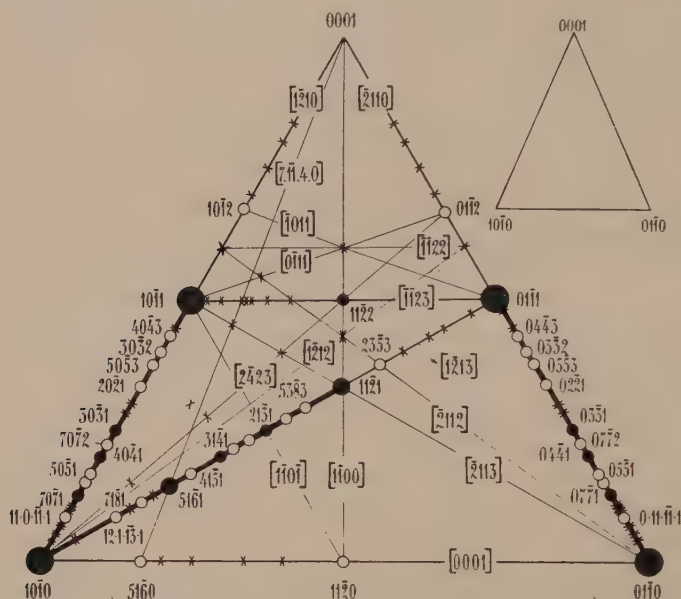


Fig. 192. Die wichtigsten Formen (vorzugsweise als rechte eingetragen) und Zonen von Quarz. Rechts oben das gnomonisch richtige Projektionsdreieck, dessen Schwerpunkt $(11\bar{2}1)$ wäre.

Fig. 193 stellt zwei Grundrisse für rechten und linken, hexagonal enantiomorphen Quarz dar. Zur weiteren Verdeutlichung dient Fig. 194, welche den Quarz im Aufriß zeigt. Die Si-Atome liegen in den $0c$ -, $\frac{1}{3}c$ - und $\frac{2}{3}c$ -Ebenen, die Sauerstoffatome in den $\frac{1}{6}c$ -, $\frac{3}{6}c$ -, $\frac{5}{6}c$ -Ebenen. Sie umgeben nahezu tetraedrisch ein Si-Atom und gehören jeweils gleichmäßig 2 Si-Atomen an. Das hexagonale Elementarparallelepiped hat die Kanten $a = 5,4$ A. E., $c = 4,9$ A. E. Es enthält 3 Si-Atome. Trotzdem kommen im wesentlichen nur die Kanten und Diagonalen des Elementarparallelepipeds als wichtige Zonenlinien in Frage, so daß ein nahezu hexagonal isometrischer Typus resultiert. Das ergibt sich aus folgendem Grunde. Die kürzesten Bindungslinien von Si zu Si gehen von einem Atom zu einem Teilchen, das in einer um $+$ oder $-\frac{1}{3}c$ entfernten Ebene seinen Sitz hat. Diese Bindungslinien sind aber extrem polar. In den Gegenrichtungen folgt erst in einem 5 mal größeren Abstand wieder ein Si-Atom. Die Si-Si-Bindungen längs der Zonen $[1\bar{2}10]$, $[0001]$, $[1\bar{2}13]$ sind im Gegensatz dazu nicht polar. Infolgedessen bleiben diese Abstände im Mittel die kürzesten. Nimmt man für die polaren Bindungslinien das Mittel der Abstände, so erhält man für die

kürzesten Bindungsrichtungen folgende Verhältnisse der mittleren Si-Si-Abstände in den zugehörigen Richtungen:

$$[\bar{1}210] : [0001] : [\bar{1}213] : [\bar{1}100] : [\bar{2}112] : [10\bar{1}1] = 1 : 1,1 : 1,45 : 1,73 : 1,85 : 2.$$

Die ersten drei Richtungsarten entsprechen in der Tat den Hauptzonen des Minerals. In den Schnittpunkten dieser drei Zonenarten (vergl. Fig. 195) liegen die Hauptformen, nämlich $\pm \langle 10\bar{1}1 \rangle$, $\langle 10\bar{1}0 \rangle$. Das Prisma II. Stellung liegt nicht in einem derartigen Schnittpunkt, dementsprechend ist es eine untergeordnete Form. Die Basis tritt deshalb als Wachstumsfläche nicht auf, weil sie senkrecht zu einer Hauptbindung steht und weil sie, wie die Grundrisse zeigen, eine außerordentlich löcherige Beschaffenheit aufweist. (Man beachte in Fig. 193 die sechseitigen Kanäle.) Interessant ist nun, daß die $\langle 51\bar{6}1 \rangle$ -Flächen nahezu oder genau in Zonen liegen, die kürzesten Si \rightarrow O-Bindungen entsprechen, und gleiches gilt für die Flächen der Form $\langle 11\bar{2}1 \rangle$. Alle

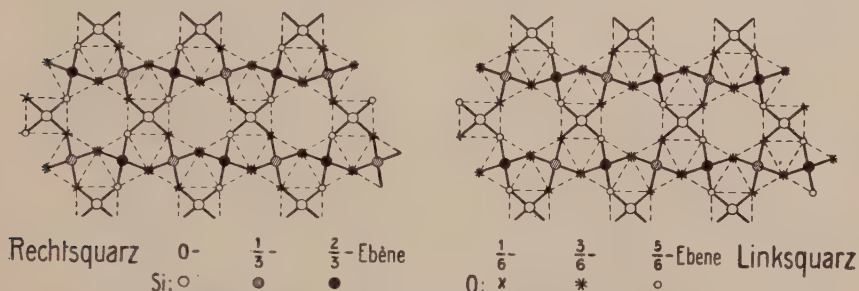


Fig. 193. Die Struktur des hexagonalen Quarzes in Projektion auf die Basis. Im Zentrum der freien, nicht ebenen Hexagone stechen trigonale Schraubenachsen ein, die zugleich zweizählige Deckachsen sind. Auf Grund der üblichen Definitionen (vergl. „Allgem. Miner.“ Seite 57) ist leicht zu ersehen, daß für den Rechtsquarz linksgewundene Schraubenachsen charakteristisch sind und umgekehrt (vergl. *Reuschsche* Glimmerkombination). Trigonale Schraubenachsen $\parallel c$ gehen ferner durch die Zentren der Dreiecke, Digyren durch die Mitten der Vierecke. Die Diagonalen der genannten Hexagone (c-Werte berücksichtigen!) sind zweizählige Deckachsen. Ihnen parallel laufen zweizählige Schraubenachsen. Andere zweizählige Deckachsen verbinden, ebenfalls durch jene Sechsecke gehend, zwei gleichgezeichnete Si-Punkte. Auch sie wechseln mit Schraubenachsen ab. — Die tetraederartige Anordnung von vier O-Atomen um ein Si-Atom ist deutlich zu ersehen, ebenso, daß je ein O zwei Si verbindet.

Flächen $\langle h0\bar{h}1 \rangle$ von $\langle 10\bar{1}0 \rangle$ bis $\langle 20\bar{2}1 \rangle$ sind gegenüber Si-Bindungen längs der c-Achse und gegenüber Si \rightarrow O-Bindungen wenig geneigt. Man versteht daher das häufige Auftreten solcher steilen Formen und die dadurch erzeugte horizontale Streifung. Eine Reihe weiterer Besonderheiten der Flächenverteilung ergibt sich bei näherem Studium gleichfalls zwanglos aus der Struktur, so daß hier wirklich die äußere Morphologie das getreue Abbild der inneren Struktur ist.

Links- und Rechtsquarze unterscheiden sich bereits durch die Struktur voneinander. Es muß, wie eine nähere Betrachtung zeigt, der Linksquarz rechtsgewundene, der Rechtsquarz linksgewundene Schraubenachsen besitzen. Deshalb trifft man kaum je linke und rechte Trapezoeder desselben Vorzeichens an dem gleichen homogenen Individuum.

Geht die entwickelte Trapezoederzone von $\langle 10\bar{1}0 \rangle$ nach $\langle 0111 \rangle$, so liegt nach der Definition ein Rechtsquarz vor (Fig. 191, B, D), geht sie

von (1010) nach (1101), so bezeichnet man den Quarz als Linksquarz (Fig. 191, A, C). Die Streifung auf den Flächen der trigonalen Einheitsbipyramide verläuft bei Rechtsquarzen in Richtung der Zone (0110)/(1011), bei Linksquarzen in Richtung der Zone (1100)/(1011). Durch Ätzfiguren kann man auch bei einfach begrenzten Kristallen Links- und Rechtsindividuen unterscheiden (Fig. 191, O und P), und die Bestimmung des Sinnes der Drehung der Polarisationssebene (optische Aktivität, Untersuchung der *Airyschen* Spiralen, siehe „Allg. Mineralogie“, Seite 440) führt zum gleichen Ziel. Eine Erscheinung, die man besonders an den

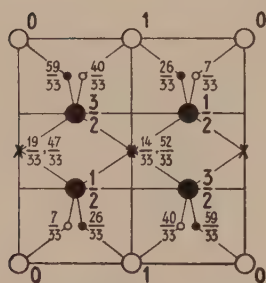


Fig. 194. Die Struktur des hexagonalen Quarzes auf (1010) projiziert. Die Zahlen geben an, um welchen Teil des Abstandes zweier benachbarter gleicher 1010-Ebenen die bezeichneten Punkte hinter der nullten 1010-Ebene liegen. Große Kreise = Si-Punkte; kleine Kreise, bzw. Sterne = O-Punkte.

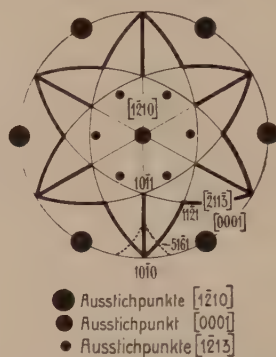


Fig. 195. Um die Ausstichpunkte der wichtigsten Zonenachsen als Pole sind in stereographischer Projektion die zugeordneten Zonenkreise eingetragen. Da beim Wachstum sich besonders jene Flächen entwickeln, welche den Hauptzonen möglichst parallel sind, folgt, daß einzig die fester ausgezogenen Zonenkreise durch Flächenreichtum hervortreten können.

Bergkristallen und Rauchquarzen der alpinschweizerischen Zerrklüfte beobachten kann, steht gleichfalls mit der schraubenförmigen Molekulanordnung in Beziehung. Es sind das die sogen. gewundenen oder gedrehten Quarze (Fig. 191, Q—S). *Tschermak* unterscheidet offene, halboffene und geschlossene Bildungen. Bei den offenen Bildungen sind noch deutlich individualisierte Kristalle, die allerdings meistens Ergänzungszwillinge darstellen, so miteinander verwachsen, daß sie eine Digyre parallel gestellt haben. Um die Digyre erscheint jedoch jeder folgende Kristall im gleichen Sinne um einen kleinen Winkel gedreht, so daß die c-Achsen der aufeinanderfolgenden Kristalle im gleichen Sinne um einen geringen Betrag voneinander abweichen. Diese Drehung der Hauptachsen erscheint bei Rechtsquarzen rechtsläufig, bei Linksquarzen linksläufig. Die gemeinsame Digyrenrichtung ist gewöhnlich die Normale zur

Aufwachsungsfläche, und häufig ist das negative Achsenende der Grundfläche zugekehrt. Bei den offenen, gewundenen Bergkristallen sind die Prismenflächen der für sich auswachsenden Einzelindividuen absätzig. Erfolgt die Drehung mehr oder weniger kontinuierlich während des Wachstums, so kann ein Prismenflächenpaar eine kontinuierliche Fläche doppelter Krümmung ergeben. Dabei erscheint meistens in Richtung der c-Achsen noch jede (0001)-Schicht gegenüber der vorhergehenden um einen kleinen Winkel um die c-Achse gedreht. Von halbgeschlossenen Bildungen dieser Art spricht man, wenn die Spitzen der einzelnen Kristalle getrennt sind. Vollkommen geschlossene Bildungen sehen wie ein einzelner, kontinuierlich schraubenförmig gewundener, nach einem Prismenflächenpaar tafeliger Kristall aus. Die Erscheinung zeigt, daß infolge der schraubenförmigen Anordnung der Atome um die c-Achse, die [0001]-Richtung nur geringe Richtkraft besitzt und in verwachsenen Individuen leicht kleine Abweichungen auftreten können. Das nimmt man auch sonst recht häufig wahr, indem in Zwillingsbildungen mit an sich paralleler c-Achse diese Richtungen nur sehr angenähert zusammenfallen, die Prismenflächen der verschiedenen Individuen also schwach ein- und ausspringende Winkel bilden. An den so häufigen Ergänzungszwillingen (siehe „Allg. Mineralogie“, Seite 184) läßt sich dies meist gut erkennen, indem an der Zwillingsnaht die horizontale Streifung scharf absetzt und die Zwillingsnaht selbst sich durch Unebenheit an dieser Stelle kundgibt. Die Ergänzungszwillinge mit „parallelen“ Hauptachsen sind außerordentlich häufig. Sie lassen sich auf zwei Gesetze zurückführen:

1. Dauphinéergesetz. Zwillingsachse ist [0001]. Zwei Linkskristalle oder zwei Rechtskristalle sind zu einem Sammelindividuum verwachsen, mit oft sehr krumm verlaufenden Zwillingsnähten. Im idealen Fall entsteht auf diese Weise ein Gesamtindividuum von scheinbar hexagonal enantiomorpher Symmetrie. Die Trapezoederflächen treten nicht nur an drei oberen und drei unteren Ecken zwischen Prisma und den Einheitsrhomboedern auf, sondern in gleicher Stellung an allen 12 Ecken. Die Zwillingsbildung ist im Hinblick auf den Umwandlungspunkt $\alpha \rightarrow \beta$ -Quarz bei 575° von Interesse. Denn bei 575° wird Quarz wirklich hexagonal enantiomorph (siehe „Allg. Mineralogie“, Seite 511).

2. Brasilianergesetz. Zwillingsebene ist eine Fläche von $\langle 11\bar{2}0 \rangle$, und zwar sind Links- und Rechtsquarze miteinander verwachsen. Im Idealfall stellt das Sammelindividuum einen Kristall von scheinbar rhomboedrisch holloedrischer Symmetrie dar, die Trapezoeder der Einzelkristalle haben sich zu einem scheinbaren Skalenoeder ergänzt. Sowohl bei diesem als bei dem ersten Gesetz sind die in Zwillingsstellung befindlichen Teile oft nur lamellenartig ausgebildet, mehrfache polysynthetische Verzwilligung solcher kleinen Teile gegeneinander ist nicht

selten. Beide Zwillingsbildungen sind außerordentlich häufig, besonders im Quarz der Drusen.

Viel seltener sind Zwillingsbildungen mit nicht parallelen Hauptachsen. Nur ein Gesetz, das sogenannte Japaner Gesetz, ist etwas verbreiteter. Man kennt folgende Fälle:

3. Japaner Gesetz: Zwillingsebene ist eine Fläche von $\langle 11\bar{2}2 \rangle$, die c-Achsen erscheinen um $84^\circ 33'$ gegeneinander gedreht.

4. Breithaupts Gesetz: Zwillingsebene ist eine Fläche $\langle 11\bar{2}1 \rangle$, die c-Achsen bilden einen Winkel von $48^\circ 53'$ miteinander.

5. Sardisches Gesetz: Zwillingsebene ist eine Fläche von $\langle 10\bar{1}2 \rangle$.

6. Reichenstein-Grieserntaler Gesetz: Zwillingsebene eine Fläche von $\langle 10\bar{1}1 \rangle$. Neben diesen eigentlichen Zwillingen sind sehr vereinzelt regelmäßige Verwachsungen gefunden worden, die durch Parallelstellung ungleichwertiger Zonen charakterisiert sind. Man hat solche Bildungen Heterozwillinge genannt. So kann die Zone 0001 des einen Kristalles parallel sein mit der Zone $[11\bar{2}0]$ des anderen Kristalles, wobei gleichzeitig eine Prismenfläche erster Stellung beiden Individuen gemeinsam ist. Das ist das sogenannte *Friedelsche* Gesetz, welches zuerst an künstlichen Kristallen gefunden wurde. Die c-Achsenrichtungen stehen im Winkel von 90° zueinander. Ähnliches Einschnappen zweier ungleichwertiger Zonen, bei Parallelstellung je einer Fläche $\langle 10\bar{1}0 \rangle$ resultiert, wenn die c-Achsen den Winkel von $42^\circ 17'$ (Zwickauer Gesetz) oder $47^\circ 43'$ (Goldschmidts Gesetz) miteinander bilden.

Auch zwei Rhomboederflächen können parallel gestellt sein unter Zusammenfallen verschiedener, ungleichwertiger Zonen. Und schließlich sind im Zinnwalder, Lötschentaler, Seedorfer und Disentiser Gesetz eine Prismenfläche mit einer Rhomboederfläche parallel gestellt unter Zusammenfallen, verschiedener, ungleichwertiger Zonenrichtungen. Immer sind es relativ einfache Zonen, die sich parallel zu stellen suchen.

Hinsichtlich der Flächenbeschaffenheit ist folgendes zu erwähnen: $\langle 10\bar{1}0 \rangle$ ist meist horizontal gestreift und geht nicht selten in matte, gestreifte, steile Rhomboeder über.

Die Rhomboeder $\langle 10\bar{1}1 \rangle$ und $\langle 0111 \rangle$ sind im allgemeinen glatt, nicht selten ist das positive Rhomboeder glänzender als das negative. Dreiseitige, als Subindividuen zu deutende Erhabenheiten sind auf diesen Flächen dann und wann zu finden.

$\langle 11\bar{2}1 \rangle$ ist hie und da gestreift (siehe Seite 418). Flächen in der ungefähren Lage von 0001 (meist Abdruckflächen, Bruchflächen, Prärosionsflächen) sind rau und drusig und oft von Subindividuen bedeckt.

Bei der Ätzung verhalten sich die Quarze verschieden, je nachdem ob alkalische oder saure Ätzmittel verwendet werden. Alkalikarbonathaltige Lösungen erzeugen auf den Prismenflächen Ätzfiguren, deren spitzere Enden den negativen Enden der Prismenkannten zugekehrt sind. Das negative Rhomboeder wird meist stärker geätzt als das positive. Leicht geätzt werden die Trapezoederflächen. Die Hauptätzzonen entsprechen den Zonen 0001 und $[11\bar{2}3]$. Kugeln werden durch Ätzung besonders nach der c-Achse abgeplattet. (Siehe auch „Allg. Mineralogie“, Seite 672.)

Von einer eigentlichen guten Spaltbarkeit kann bei Quarz keine Rede sein. Doch findet man hie und da Trennungsflächen ungefähr parallel der Basis. Es ist durchaus möglich, daß derartige Rißbildung durch mehr oder weniger orientiert eingelagerte Gas- oder Flüssigkeits-

einschlüsse begünstigt wird. An solchen Einlagerungen sind manche Quarze reich. Daneben finden sich besonders gerne Rutilnadeln, Chloritblättchen, Epidot und Hämatit eingeschlossen. Rechteckige von der Oberfläche ausgehende Hohlräume werden als wiederaufgelöste Anhydriteinlagerungen gedeutet. Sehr häufig ist Quarz von Chloritstaub überzogen. Gesetzmäßige Verwachsungen mit anderen Mineralien wie Feldspat, Fluorit und Calcit sind beobachtet worden. Es ist (1011) des Quarzes parallel (0112) des Calcites, so daß je eine Digyre parallel gestellt er-

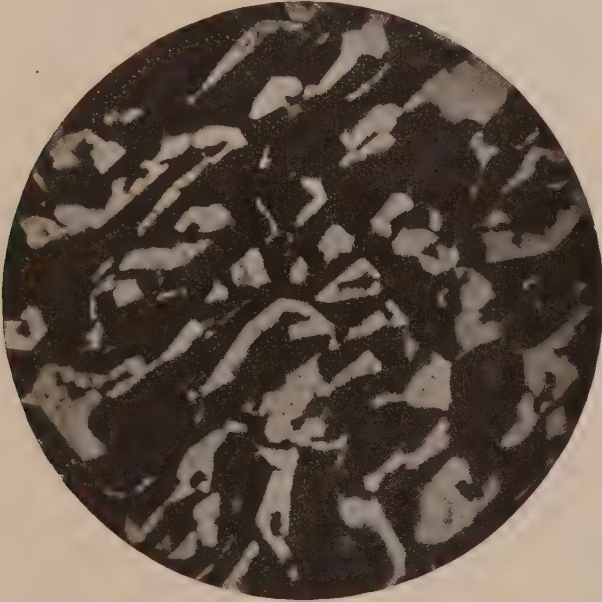


Fig. 196. Rapakiwi, Aeland, Finnland. Schriftgranitische Durchwachsung von Feldspat (stark rot gefärbt, in der Photographie daher dunkel) und Quarz (durchsichtig, daher hell). Nicht gekreuzte Nicols.

scheint. Unregelmäßige Durchdringungen von Quarz und Feldspat, Quarz und Turmalin usw. (wie z. B. im Schriftgranit, Fig. 196) entsprechen einer gleichzeitigen (eutektischen [siehe „Allg. Mineralogie“, Seite 534]) Auskristallisation der Gemengteile.

Entstehung, Umwandlung und Vorkommen: Das Verhältnis der verschiedenen Modifikationen von SiO_2 zueinander ist bereits in der „Allgemeinen Mineralogie“ besprochen worden. Der trigonale, gewöhnliche β -Quarz ist nicht selten eine Paramorphose nach hexagonalem α -Quarz, nämlich immer dann, wenn er oberhalb 575° gebildet wurde.

Für Quarz als „geologisches Thermometer“ (siehe „Allgem. Mineralogie“, S. 524) wurde folgendes Schema aufgestellt:

- I. Kristalle ohne Verzwillingung, in trigonal enantiomorpher Ausbildung: Entstehung unterhalb 575° .
- II. Verzwillingte Kristalle.
 - a) Mit Flächen von Trapezoedern oder trigonalen Bipyramiden, deren Verteilung und Verlauf den Zwillingsgrenzen
 - α) konform ist: Bildung unterhalb 575° ,
 - β) nicht konform ist: Bildung oberhalb 575° (bis jetzt nicht beobachtet)
 - b) ohne Flächen von Trapezoedern oder trigonalen Bipyramiden.
 - α) Die Endflächen bilden eine regelmäßige Kombination von positivem und negativem Rhomboeder
 1. mit regelmäßigen Grenzen, deren Verlauf mit der Formentwicklung zusammenhängt: Bildung unterhalb 575° ,
 2. mit unregelmäßigen Grenzen: Bildung sehr wahrscheinlich unterhalb 575° .
 - β) Die Endflächen bilden scheinbar eine hexagonale Bipyramide oder sind in der Größe unregelmäßig.
 1. Bei regelmäßig verlaufenden Grenzen liegt die Bildungstemperatur wahrscheinlich unterhalb 575° .
 2. Bei unregelmäßigen Grenzen kann die Bildung sowohl oberhalb wie unterhalb 575° erfolgt sein.

Tridymit [hexagonal und pseudohexagonal, dünntafelig nach (0001) mit $a:c = 1:1,653$ (*G. vom Rath*) und $\omega = 1,477$, $\varepsilon = 1,479$, bzw. pseudohexagonal mit Werten wie $n_{\alpha} = 1,469$, $n_{\beta} = 1,47$, $n_{\gamma} = 1,473$], sowie Cristobalit (kubisch und pseudokubisch mit $n = 1,486$) sind sehr selten.

Entsprechend der häufigen Bildung von Quarz sind Pseudomorphosen weitverbreitet. Man findet z. B. Quarz (bzw. Chalcedon) pseudomorph nach Silber, Galenit, Pyrrhotin, Pyrit, Markasit, Zinkblende, Bournonit, Hämatit, Korund, Limonit, Psilomelan, Steinsalz, Fluorit, Calcit, Magnesit, Siderit, Dolomit, Rhodochrosit, Smithsonit, Aragonit, Cerussit, Baryt, Anhydrit, Anglesit, Scheelit, Wulfenit, Wolframit, Gips, Apatit, Pyromorphit, Glimmer, Asbest, Apophyllit und anderen Zeolithen, Rhodonit, Kieselzinkerz, Feldspat, Spodumen, Epidot. Durch Quarz versteinertes Holz ist nicht selten. Der sogen. kristallisierte Sandstein, der aus von Quarzkörnern durchspickten Calcit-rhomboedern besteht, ist keine Pseudomorphose. Calcit hat beim Wachstum Quarz eingeschlossen.

Seltener sind Verdrängungs- und Umhüllungspseudomorphosen von anderen Mineralien nach Quarz. Es wären zu erwähnen: Tridymit, Limonit, Hämatit, Pyrit, Kassiterit, Calcit, Chlorit, Topas und Speckstein nach Quarz. Am bekanntesten sind die letzteren Pseudomorphosen.

Quarz ist ein außerordentlich weitverbreitetes Mineral in allen drei Gesteinsklassen, in Drusen und Gängen. Nur sehr ausnahmsweise wird Quarz jedoch in Paragenese mit Feldspatvertretern (Nephelin, Leucit, Sodalith, Hauyn, Nosean, Melilith), Olivin, Korund und Spinell gefunden. Diese Mineralien bilden alle mit SiO_2 weitere Verbindungen, die dann erst neben Quarz bestandfähig sind.

b) Subtypus b der hexagonal isometrischen Modalität

Der Subtypus a läßt sich, wie jetzt auch die Einzelbeschreibung der Mineralien gezeigt hat, in keiner Weise mit einem kubischen Typus parallelisieren¹⁾. Es gibt aber noch eine zweite hexagonal isometrische Modalität, die (wenn auch deutlich verschieden) in enger Beziehung zum [110]-Typus kubischer Kristalle steht. Die Bildung sogenannter hexagonal innenzentrierter Gitterkomplexe gibt zu ihrer Entstehung Veranlassung. Bereits Seite 497 ff. der „Allgemeinen Mineralogie“ ist das

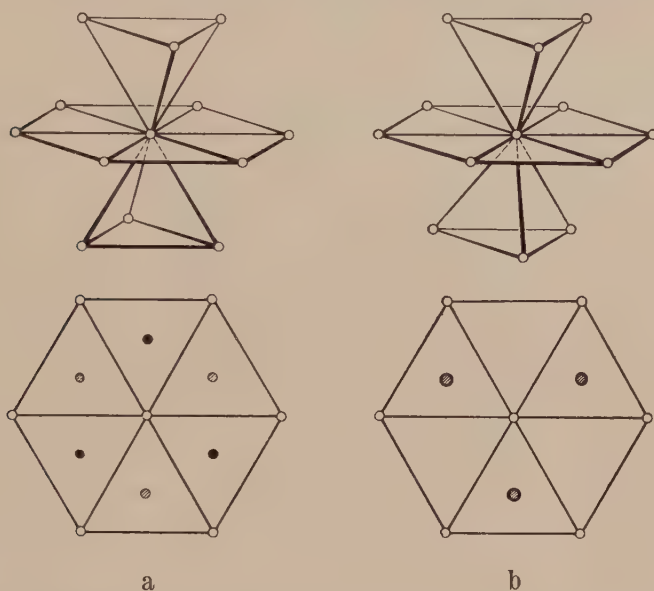


Fig. 197. Gruppierung der einem Punkt nächstbenachbarten 12 anderen Punkte im allseitig flächenzentrierten, kubischen Raumgitter (a) und im sogen. innenzentrierten hexagonalen Gitter (b). Oben perspektivische Darstellung, unten Projektion auf die zur Trigyre senkrechte Ebene. Bei letzterer bedeutet leerer, bezw. schraffierter und voller Kreis Lage in, bezw. über und unter der Ebene.

Verhältnis der Strukturen der beiden Co-Varietäten zueinander, sowie das von Zinkblende und Wurtzit besprochen worden. Denken wir uns Massenteilchen in den Eckpunkten eines hexagonalen Gitters mit $a : c = 1 : 1,633$, sowie in den Zentren der trigonalen Säulen der einen Stellung, so resultiert eine sehr isometrische Punktverteilung. Jedes Massenteilchen ist dann in der in Fig. 197 b dargestellten Weise in 12 gleichen Abständen von anderen Massenteilchen umgeben. Neben der Fig. 197 b steht die Fig. 197 a, die einem flächenzentrierten kubischen Gitter entsprechen würde. Eine derartige Massenverteilung, wobei also auf hexagonales Elementarparallelepi-

¹⁾ Indessen zeigt Quarz ähnliches Baumotiv wie der kubisch kristallisierende Cristobalit.

ped bezogen $[000]$ und $[\frac{2}{3}\frac{1}{3}\frac{1}{2}]$ ¹⁾ Massenschwerpunkte sind, entspricht einer dichtesten Kugelpackung und besitzt ganz eigenartigen Charakter. Es treten, wie bei Quarz, Gittergeraden auf, die extrem polar gebaut sind, indem Massenteilchen in $\frac{1}{6}$, bzw. $\frac{5}{6}$ des Identitätsabstandes eingeschaltet sind. Die zweierlei Punktabstände auf diesen Geraden verhalten sich also zueinander wie 1 : 5. Die einfachsten dieser Geraden besitzen in der von uns angewandten Symbolisierung die Zonenbezeichnung $[2023]$. Es sind das jene Geraden, die zugleich die Verbindungslinien von einem Zentral-

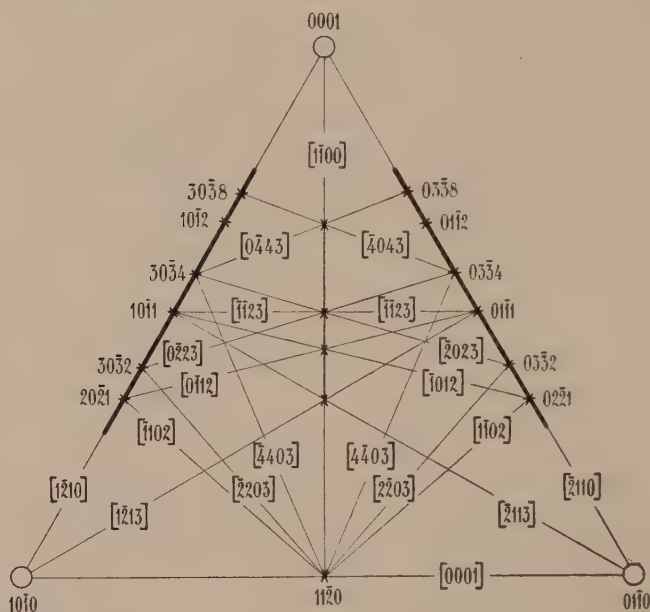


Fig. 198. Schematische Projektion der im hexagonalen, innenzentrierten Gitter durch kürzeste Punktabstände charakterisierten Zonenrichtungen, sowie der hierdurch besonders begünstigten Flächenlagen.

atom zu einem Eckatom darstellen. Der kürzere Teilchenabstand auf ihnen ist somit zugleich von der Größe des Identitätsabstandes auf den Zonen $[11\bar{2}0]$. Die $[2023]$ -Richtungen sind $[1011]$ sehr benachbart, und da nächstwichtige polargebaute Gittergeraden²⁾ das Symbol $[40\bar{4}3]$ besitzen, ergibt sich, daß in der Nähe von (1011) eine Reihe wichtiger Richtungen mit $[11\bar{2}0]$ zum Schnitt gelangen. Die kürzeren Teilchenabstände auf $[40\bar{4}3]$ sind ihrerseits wenig verschieden von den Perioden auf $[11\bar{2}3]$. Als weitere wichtige Strukturrichtungen des Typus b müssen u. a. $[1010]$, $[1012]$, $[2683]$ genannt werden. Unzweifelhaft müssen die Hauptzonen einer derartigen Struktur den Richtungen $[11\bar{2}0]$ entsprechen,

¹⁾ bzw. $[\frac{1}{3}\frac{2}{3}\frac{1}{2}]$.

²⁾ $u\ v\ \omega\ w$, bzw. $\bar{u}\ \bar{v}\ \bar{\omega}\ \bar{w}$ ist allgemein $2(2m-n)$, $2(-m+2n+1)$, $-2(m+n+1)$, $3(2p+1)$.

die nicht polare Punktverteilung besitzen. Die Gittergeraden mit relativ kleinen, aber auch fünfmal größeren Abständen, werden wie bei Quarz als Entwicklungszonen kaum hervortreten. Indessen werden jene Flächenlagen auf $[1120]$, die zugleich derartigen Richtungen völlig oder nahezu parallel sind, bevorzugt erscheinen. Dasselbe gilt auch für die Flächen im Schnitt dieser Zonen mit den Zonen $[1010]$. Betrachtet man Fig. 198, in der die wichtigeren der genannten Zonen neben $[0001]$ eingetragen sind, so erkennt man sofort, daß die Einheitsbipyramide $[10\bar{1}1]$ ihres singulären Charakters völlig entkleidet ist. Mineralien der genannten Struktur werden daher öfters keine singuläre Fläche besitzen, die als Einheitsfläche gewählt werden kann. Es darf im Gegenteil erwartet werden, daß die Wahl dieser Fläche Schwierigkeiten bereitet. Die Hauptzone ist also eine Zone ohne deutlich singulär gelegene Formen, sie ist eine Zone von Verbandsflächen. Bedenkt man, daß zugleich kürzeste Bindungsrichtungen von einem Massenteilchen in der Zwölfzahl ausstrahlen, so wird man ableiten, daß gut ausgebildete Kristalle selten, isometrisch-körnige Entwicklung häufig sein wird. Auch die einfach gebauten Mineralien des kubischen $[110]$ -Typus zeigen ja eine Tendenz zur einfach körnig-isometrischen, dendritischen bis gestrickten Formenentwicklung. Ob bei mangelhafter Grenzflächenbildung und großer Orientierungsmöglichkeit für die Einzelpartikelchen dichte Aggregatbildung oder dendritische Bildung vorherrscht, hängt wohl wesentlich von der Wachstumsgeschwindigkeit, also der Art der Entstehung ab.

Über die Spaltbarkeitsverhältnisse dieses hexagonal isometrischen Typus, den wir den Subtypus b nennen wollen, läßt sich wenig voraussagen. Am ehesten ließe sich noch Teilbarkeit nach $\langle 1120 \rangle$ und $\langle 0001 \rangle$, bzw. $\langle 10\bar{1}0 \rangle$ erwarten. Der Belastung nach sollten u. a. auch $\langle 10\bar{1}1 \rangle$, $\langle 1122 \rangle$, $\langle 11\bar{2}4 \rangle$, $\langle 10\bar{1}2 \rangle$, $\langle 30\bar{3}2 \rangle$, $\langle 11\bar{2}1 \rangle$, $\langle 11\bar{2}6 \rangle$, $\langle 3034 \rangle$, $\langle 10\bar{1}3 \rangle$ wichtig sein.

Wie die nachfolgenden Beschreibungen zeigen, gibt es in der Tat eine ganze Anzahl hexagonaler Mineralien, die in ausgesprochenem Maße¹⁾ die Eigenschaften besitzen, die wir diesem Subtypus b zugeschrieben haben. Von allen ist bekannt, daß mindestens eine, die Massenverteilung bestimmende, Atomart einen Gitterkomplex $[[000]] \left[\left[\frac{2}{3} \frac{1}{3} \frac{1}{2} \right] \right]$ besitzt. Das Achsenverhältnis ist zum Teil dem theoretischen sehr nahe, zum Teil weicht es davon erheblich ab. Für alle diese Mineralien sind übrigens verschiedene Achsenverhältnisse in Vorschlag gebracht worden, da es schwer hält, eine $(h0\bar{h}l)$ -Fläche als besonders wichtig herauszugreifen. In allen Fällen sind zwischen $\langle 10\bar{1}4 \rangle$ und $\langle 30\bar{3}1 \rangle$ der richtigen Auf-

¹⁾ Sicherlich sind auch manche der unter a) besprochenen Mineralien teilweise hierhergehörig, in dem Sinne, daß einzelne Atome nach dem Schema der dichtesten Kugelpackung angeordnet sind, aber nur bei dem jetzt zu besprechenden treten diese Eigenschaften deutlich hervor.

stellung viele Flächen vorhanden, wenn einmal das Mineral gute Flächenbegrenzung aufweist. Sie gruppieren sich besonders um $\langle 10\bar{1}1 \rangle$, $\langle 3038 \rangle$, bezw. $\langle 1012 \rangle$ und $\langle 3032 \rangle$, bezw. $\langle 2021 \rangle$, wie die Fig. 198 erwarten läßt. Im übrigen bilden, wie gleichfalls vermutet wurde, die hierher gehörigen Kristallarten vorzugsweise körnige, derbe oder dichte Aggregate, ohne Idiomorphie der Einzelindividuen. Die hierher gehörigen Mineralien: Wurtzit, Zinkit, Nickelin, Breithauptit, Pyrrhotin sind in ihrer ganzen morphologischen Entwicklung so enge miteinander verwandt, daß sich die Zusammenfassung zu einer Gruppe von selbst aufdrängt. Während dem die Dreiecksprojektionen, infolge des fast ausschließlichen Auftretens von Flächen der Zonen $[11\bar{2}0]$ und $[10\bar{1}0]$, von Projektionsbildern des tafeligen Typus wenig verschieden sind, ist durch das Zurücktreten der Basis als Spaltfläche, durch die oft säulige Entwicklung und durch das Bestreben zu dichter Aggregatbildung, der intermediäre morphologische Charakter gegeben. Hier sieht man recht deutlich, wie die Betrachtung der Achsenverhältnisse allein eine zweckmäßige Zuordnung verwandter Mineralien nicht ermöglicht. Wenn „Innenzentrierungen“ oder „Kanten-zentrierungen“ vorhanden sind, tritt die Bedeutung der Identitätsabstände in Richtung der kristallographischen Achsen zurück, die spezielle Punkt-lage wird für das morphologische Verhalten maßgebend.

Wurtzitgruppe $R^{II}S$. Hexagonal hemimorph

Hauptmineral Wurtzit = ZnS , meist eisen- und cadmiumhaltig.
Untergeordnet der gelbe Greenockit, fast reines CdS .

Spezielle Kennzeichen:

	Farbe	Glanz	Strich	Härte	Spez. Gew.
Wurtzit:	bräunlich	harzähnlich bis halbmatt	braun	3—4	3,98—4,3
Greenockit:	gelb	diamant- bis wachsartig	orangerot	3—3½	4,8—5

Beide Mineralien sind optisch einachsigt positiv. Sie besitzen hohe Lichtbrechung, aber niedrige Doppelbrechung, so daß bei Greenockit für blaugrünes bis blaues Licht sogar der Charakter der Doppelbrechung negativ wird. An reinen, synthetischen Produkten wurde bestimmt:

	Na-Licht		Li-Licht		Spezifisches Gewicht
	ω	ϵ	ω	ϵ	
Wurtzit . . .	2,356	2,378	2,330	2,350	4,087
Greenockit . .	2,506	2,529	2,431	2,456	4,820

Spaltbar sind beide Mineralien nach $\langle 10\bar{1}0 \rangle$ vollkommen, nach $\langle 0001 \rangle$ weniger vollkommen. In Anschliffen zeigt Wurtzit die nämliche graue Reflexionsfarbe wie Zinkblende. In gewissen Fällen kann zwischen gekreuzten Nicols eine sehr schwache Aufhellung wahrgenommen werden.

Spezielle physikalische Eigenschaften: Das elektrische Leitvermögen von Wurtzit ist schwach, aber deutlich größer als das von Zinkblende. Es steigt mit der Temperatur stark an. Gleich verhält sich Greenockit. Die Löslichkeit wurde bei 18° bestimmt

für Wurtzit zu $2,81 \cdot 10^{-4}$ g pro 100 g Lösung
 für Greenockit zu $1,3 \cdot 10^{-4}$ g pro 100 g Lösung.

Wurtzit sublimiert bei 1182° und schmilzt unter Druck zwischen 1800° und 1900°. Greenockit schmilzt unter Druck bei ca. 1750°.

Für die spezifische Wärme von CdS werden folgende Werte gegeben:

$t = -135^\circ$	-39°	$+26^\circ$.
$c = 0,0660$	$0,0840$	$0,0908$

Die Bildungswärme von CdS beträgt 34000 cal pro Mol.

Struktur: Die wahrscheinliche Struktur des Wurtzites ist folgende (vergl. „Allgem. Mineralogie“, Seite 501, Fig. 468). Die Schwerpunkte der Zn-Atome bilden sogenannte innenzentrierte hexagonale Gitter, d. h. sie liegen in den Eckpunkten trigonaler, lückenlos aneinander gereihter Prismen, und in trigonaler Verteilung ist die eine Hälfte dieser trigonalen Prismen (die alle einem von ihnen parallel sind) innenzentriert. Nehmen wir als Elementarparallelepiped den aus zwei solchen trigonalen Säulen bestehenden Raum, so würden den Zn-Atomen die Punktlagen $[[000]]$ und $[\frac{2}{3} \frac{1}{3} \frac{1}{2}]$ zugeordnet werden können. Den S-Atomen kommen dann die Lagen $[[00p]]$ und $[\frac{2}{3} \frac{1}{3} (p + \frac{1}{2})]$ zu, d. h. im senkrechten Abstand von $p \cdot c$ über jedem Eckatom und unter jedem Zentralatom befinden sich die S-Atome. p ist angenähert $\frac{3}{8}$. Für Wurtzit ist

$a = 3,8 \cdot 10^{-8}$ cm $c = 6,2 \cdot 10^{-8}$ cm $a:c = 1,638$.

Wenn das Achsenverhältnis 1,633 wäre, so würde es gleich sein $\frac{1}{2} \sqrt{3} : \sqrt{2}$, das heißt, es würde genau dem Verhältnis der halben Würfel diagonale zur Flächendiagonale entsprechen. Daraus ergibt sich eine einfache Beziehung zwischen den Strukturen von Wurtzit und Zinkblende (siehe „Allgemeine Mineralogie“, Seite 499ff.). Betrachten wir die Atomverteilung etwas näher, so sehen wir, daß auch sie infolge dieser pseudokubischen Dimensionierung beinahe isometrisch ist. Die Entfernungen des im Zentrum einer trigonalen Säule befindlichen Zn-Atomes von den Eckatomen dieser Säule ist praktisch gleich der Entfernung der Zn-Atome auf den Basisebenen parallel den kristallographischen a-Achsen. Daraus ergibt sich eine fast ideal tetraedrische Anordnung der Zn-Atome. Ist p der Schwefelatome genau $\frac{3}{8}$, so liegen die Schwefelatome in den Schwerpunkten dieser Tetraeder. Es sind dann lediglich die Anordnung dieser Tetraeder, sowie die geringfügige Deformation, welche strukturell den Unterschied gegen Zinkblende bedingen. In der Seite 117ff. der „Allg. Mineralogie“ erläuterten Bezeichnungen ergeben sich folgende Zonenrichtungen als kürzeste Verbindungslinien zwischen den Atomschwerpunkten:

1. Zwischen R und R und zwischen S und S: Die Richtungen der kristallographischen a-Achsen = $[11\bar{2}0]$ -Zonen, die in kubischer Auffassung einem Teil der Zonen $[101]$ entsprechen würden. Mit ihnen fast gleichdimensioniert sind die kleineren Abstände auf den Zonen $[20\bar{2}3]$, die den Verbindungslinien zwischen Innenzentrum und Eckpunkten entsprechen.

2. Zwischen R und S: Wiederum fast gleich sind die Abstände in Richtung der Zonen $[0001]$ und (angenähert) $[8089]$.

Spezielle Morphologie: Wurtzit tritt vorwiegend in faserigen bis schalig-strahligen oder stengligen Aggregaten auf, die nicht selten eine nierierte Oberfläche besitzen; Greenockit bildet gewöhnlich nur erdige

Überzüge. Mikroskopisch zeigen einzelne feinkörnige Aggregate von Wurtzit noch keinerlei kristalline Eigenschaften, in anderen Fällen sind rhythmisch gebänderte, schalige Aggregate vorhanden, mit der Spaltrichtung senkrecht zur Bänderung. Die gröber kristallinen Varietäten gehen nach außen oft in Zinkblende über. Idiomorphe Kristalle sind somit nicht häufig (Fig. 199). An ihnen ließen sich folgende Konstanten berechnen:

	a : c	φ $\angle (10\bar{1}1)/(0001)$	$\angle (10\bar{1}2)/(0001)$
Wurtzit	1 : 1,6349 (<i>Friedel</i> , jedoch verdoppelt)	62° 5'	43° 21'
Greenockit	1 : 1,6218 (<i>Mügge</i> , jedoch verdoppelt)	61° 54'	43° 7'

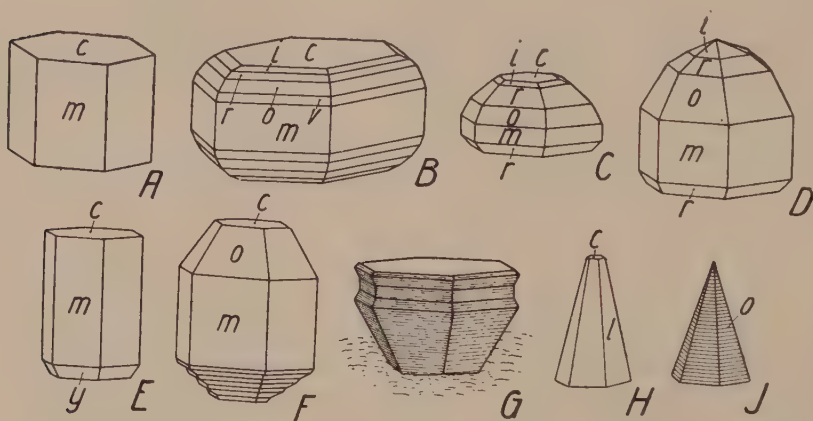


Fig. 199. Habitusbilder von Greenockit (A—D Schottland) und Wurtzit (E, G Schweden; H Utah; J Missouri; F Kunstprodukt). $c\langle 0001 \rangle$, $i\langle 1014 \rangle$, $r\langle 10\bar{1}2 \rangle$, $y\langle 70\bar{7}8 \rangle$, $o\langle 10\bar{1}1 \rangle$, $v\langle 20\bar{2}1 \rangle$, $m\langle 10\bar{1}0 \rangle$. Mit Ausnahme von A und B zeigen alle diese Bilder deutlich den Hemimorphismus (prismatische, tafelige, pyramidale Form). Am künstlichen Wurtzit, der sich nicht selten als Hüttenprodukt bildet, ist meist nur die Basis entwickelt. Von ihr aus verjüngt sich der Kristall gegen die Anwachsstelle hin oft zu einem dünnen Faden.

Die Hauptformen sind: $\langle 10\bar{1}0 \rangle$, $\langle 0001 \rangle$, $\langle 10\bar{1}1 \rangle$ und $\langle 10\bar{1}2 \rangle$. Die Kristalle erscheinen meistens pyramidal säulig bis konisch hemimorph (wobei die Pyramiden erster Stellung weitaus dominieren) oder dann tafelig nach $\langle 0001 \rangle$ ausgebildet. Weitere Formen sind $\langle 11\bar{2}0 \rangle$, $\langle 50\bar{5}6 \rangle$, sowie (insbesondere bei Greenockit) $\langle 21\bar{3}0 \rangle$, $\langle 11\bar{2}2 \rangle$, $\langle 10\bar{1}2 \rangle$, $\langle 1\cdot 0\cdot \bar{1}\cdot 14 \rangle$, $\langle 3\cdot 0\cdot 3\cdot 40 \rangle$, $\langle 1\cdot 0\cdot \bar{1}\cdot 10 \rangle$, $\langle 10\bar{1}4 \rangle$, $\langle 10\bar{1}3 \rangle$, $\langle 30\bar{3}8 \rangle$, $\langle 20\bar{2}3 \rangle$, $\langle 40\bar{4}5 \rangle$, $\langle 70\bar{7}8 \rangle$, $\langle 30\bar{3}2 \rangle$, $\langle 50\bar{5}3 \rangle$, $\langle 20\bar{2}1 \rangle$, $\langle 50\bar{5}2 \rangle$, $\langle 30\bar{3}1 \rangle$. Die Zonen der Pyramiden erster Stellung, d. h. die Zonen $[11\bar{2}0]$ sind somit weitaus am

besten ausgebildet (vergl. Fig. 200) und zwar besonders von der Basis bis zu $\langle 30\bar{3}1 \rangle$. Horizontale Streifung auf Pyramiden und auch etwa auf Prismenflächen ist daher anzutreffen. Zu Zonen $[20\bar{2}3]$ gehören die einzig wichtigen Formen zweiter Stellung, $\langle 11\bar{2}0 \rangle$ und $\langle 11\bar{2}2 \rangle$, sowie die Pyramiden erster Stellung $\langle 30\bar{3}2 \rangle$ und $\langle 30\bar{3}4 \rangle$. Den Zonen $[80\bar{8}9]$ sind $\langle 10\bar{1}2 \rangle$ und $\langle 1011 \rangle$ sehr benachbart. Variabilität im Achsenverhältnis mag auch dadurch zustande kommen, daß $\langle 9098 \rangle$ für $\langle 10\bar{1}1 \rangle$ genommen wird. Künstlich dargestellter Greenockit zeigt etwa Zwillingsbildung nach $\langle 10\bar{1}2 \rangle$ und $\langle 10\bar{1}3 \rangle$.

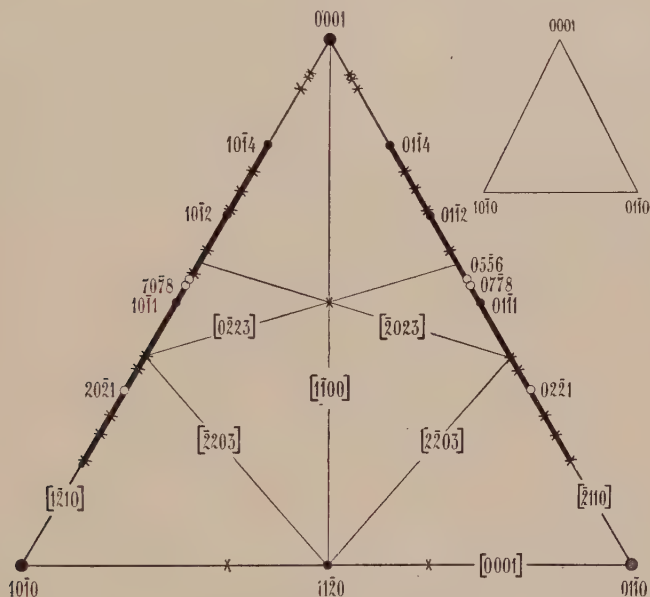


Fig. 200. Die Flächen von Greenockit und Wurtzit besetzen hauptsächlich das mittlere Stück von $[2\bar{1}10]$ entsprechend Fig. 198.

Chemisches: Zinkblende wandelt sich erst bei 1020° in Wurtzit um, wenn indessen die Zinkblende eisenreich ist (z. B. 28,2% FeS enthält), findet die Umwandlung bereits bei tieferen Temperaturen (z. B. 880°) statt. Über die Entstehung des Wurtzites aus sauren Lösungen siehe Seite 523 der „Allgemeinen Mineralogie“. Von Wurtzit sind Pseudomorphosen nach Antimonit bekannt. Mit Zinkblende vergesellschaftet findet sich Wurtzit häufig auf Erzlagerstätten als wohl durchwegs sekundäres Produkt. Greenockit ist in der Hauptsache gleichfalls eine nachträgliche Bildung aus Cd-haltigen Zinksulfiden.

Morphologisch und strukturell sehr nahe verwandt mit den Mineralien der Wurtzitgruppe ist:

Zinkit (Rotzinkerz) ZnO . Hexagonal hemimorph

Spezielle Kennzeichen: Bei diamantartigem bis metallischem Glanz ist Zinkit dunkelrot bis blut- oder hyazinthrot. Die rote Farbe ist durch Beimengungen von Mn-Oxyden verschiedener Wertigkeiten bedingt. Der Strich ist orange- bis pomeranzegelb. Härte 4—5. Spezifisches Gewicht 5,4—5,7. Das Mineral ist fast immer Mn- und Fe-haltig und weist oft weiße Überzüge von ZnCO_3 auf.

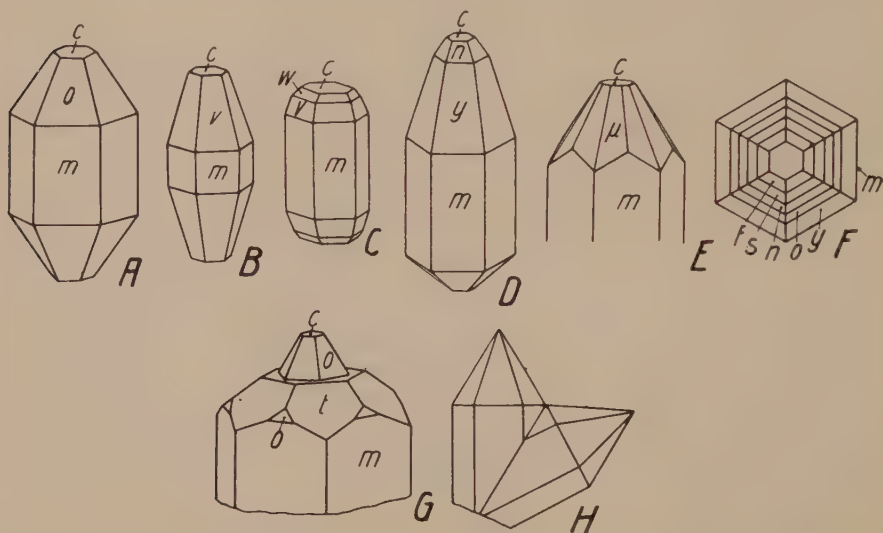


Fig. 201. Zinkitkristalle, wie sie als Hüttenprodukt, in Zinkschmelzöfen, oft gefunden werden. $c\langle 0001 \rangle$, $f\langle 2 \cdot 0 \cdot 2 \cdot 17 \rangle$, $s\langle 10\bar{1}3 \rangle$, $n\langle 10\bar{1}2 \rangle$, $w\langle 30\bar{3}5 \rangle$, $o\langle 10\bar{1}1 \rangle$, $v\langle 80\bar{8}5 \rangle$, $y\langle 20\bar{2}1 \rangle$, $m\langle 10\bar{1}0 \rangle$, $t\langle 11\bar{2}4 \rangle$, $\mu\langle 21\bar{3}3 \rangle$. E ist typisch für die Symmetrie des Minerals. F mit seinen vielen Flächen zeigt das eigentümliche Verhalten dieser auf innenzentriertes Gitter zu beziehenden Substanzen, wo die Einheitsfläche den eindeutigen Charakter verloren hat. In G sind, wie durch Ätzung der c -Flächen bewiesen wird, zwei ungleich gebildete Kristalle nach (0001) verzwilligt, während in H $(1\bar{2}12)$ Zwillingssebene ist.

Spezielle physikalische Eigenschaften: Optisch ist Zinkit einachsigt positiv, doch oft mit anormaler Zweiachsigkeit.

Es werden als Brechungsindizes angegeben: $\omega = 2,008$, $\epsilon = 2,029$, $\epsilon - \omega = 0,021$. Zinkit ist diamagnetisch. Für ZnO beträgt die magnetische Suszeptibilität, bezogen auf die Masseneinheit, $-0,26 \cdot 10^{-6}$.

Für die spezifische Wärme gelten nachstehende Mittelwerte:

t	$16^\circ\text{—}99^\circ$	$15^\circ\text{—}269^\circ$	$16^\circ\text{—}550^\circ$
c_m	0,1249	0,1326	0,1376.

Der Ausdehnungskoeffizient für 40°C ist ungefähr $316 \cdot 10^{-8} \parallel c$, bzw. $539 \cdot 10^{-8} \perp c$. Die Bildungswärme von ZnO beträgt 85000 cal Mol .

Natürliches Rotzinkerz schmilzt bei etwa 1670° . Reines, Mn-freies, farbloses ZnO verdampft vor dem Schmelzen: Spaltbarkeiten werden nach $\langle 10\bar{1}0 \rangle$, $\langle 11\bar{2}0 \rangle$ und $\langle 0001 \rangle$ (? Absonderung) angegeben.

Die **Struktur** entspricht durchaus der von Wurtzit (statt S = O). Da das Achsenverhältnis = 1:1,6077 angegeben wird, sind die „Tetraeder“ etwas stärker deformiert. Es ist $a = 3,2 \cdot 10^{-8}$ cm, $c = 5,2 \cdot 10^{-8}$ cm. Die Entfernungen der O-Atome von den Zn-Atomen betragen $1,94 \cdot 10^{-8}$ und $2,05 \cdot 10^{-8}$ cm.

Spezielle Morphologie: Auch ZnO ist wie ZnS und CdS nur selten gut kristallisiert. Das gewöhnliche Auftreten ist das in Körnern, Aggregaten und blätterig-schaligen Massen. Die kurzsäuligen, hemi-

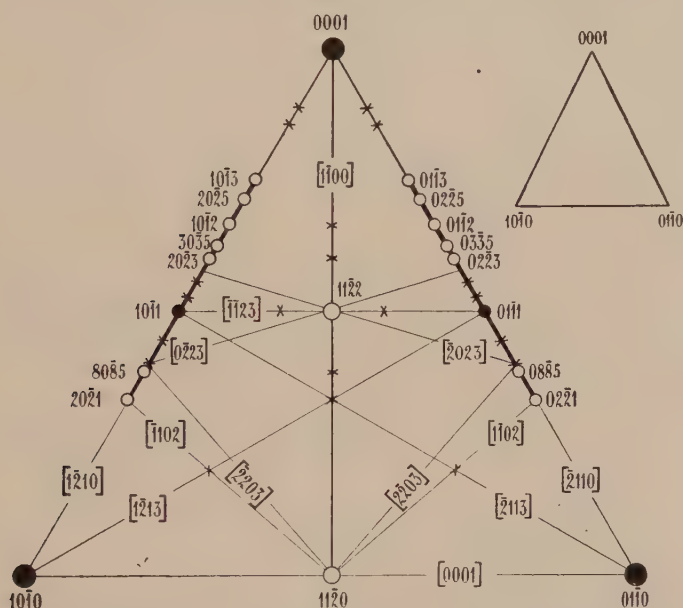


Fig. 202. Die Flächen und Zonen von Zinkit. Als Wachstumszonen haben nur $[2\bar{1}\bar{1}1]$ und $[0001]$ größere Bedeutung.

morphen Kristalle (Fig. 201) zeigen die gleiche gute Entwicklung der Zonen der Pyramiden erster Art (vergl. Fig. 202). Es sind neben den Hauptformen $\langle 10\bar{1}0 \rangle$, $\langle 0001 \rangle$, $\langle 10\bar{1}2 \rangle$, $\langle 10\bar{1}1 \rangle$ unter anderem konstatiert worden: $\langle 10\bar{1}8 \rangle$, $\langle 10\bar{1}6 \rangle$, $\langle 10\bar{1}3 \rangle$, $\langle 20\bar{2}5 \rangle$, $\langle 30\bar{3}5 \rangle$, $\langle 20\bar{2}3 \rangle$, $\langle 40\bar{4}5 \rangle$, $\langle 80\bar{8}9 \rangle$, $\langle 50\bar{5}4 \rangle$, $\langle 30\bar{3}2 \rangle$, $\langle 80\bar{8}5 \rangle$, $\langle 20\bar{2}1 \rangle$, ferner $\langle 11\bar{2}0 \rangle$, $\langle 11\bar{2}2 \rangle$, $\langle 11\bar{2}4 \rangle$, $\langle 11\bar{2}3 \rangle$, $\langle 44\bar{8}5 \rangle$, $\langle 11\bar{2}1 \rangle$, $\langle 21\bar{3}3 \rangle$, $\langle 31\bar{4}1 \rangle$. Entsprechend der größeren Zahl bekannter Formen überhaupt sind etwas mehr Formen der Pyramidenzone zweiter Stellung bekannt als von Wurtzit, unter ihnen ist $\langle 11\bar{2}2 \rangle$, wie zu erwarten, neben $\langle 11\bar{2}0 \rangle$ die wichtigste Form.

Zwillinge nach $\langle 0001 \rangle$ und $\langle 80\bar{8}9 \rangle$ sind konstatiert worden.

Vorkommen: ZnO bildet als Seltenheit Pseudomorphosen nach ZnS, andererseits ist es oft in Smithsonit oder Hemimorphit umgewandelt.

Die Hauptlagerstätte von Zinkit ist kontaktpneumatolytischer Art, Franklinit, Magnetit, Willemit und Calcit begleiten das Mineral.

Weitgehend morphologisch verwandt mit Wurtzit, Greenockit und Rotzinkerz ist

Pyrrhotin (Magnetkies) $\text{FeS} (+x\text{S})$

Rhombisch pseudo-hexagonal und hexagonal

Spezielle Kennzeichen: Das Mineral ist metallischglänzend, bronzegelb gegen Kupferrot mit tombackbrauner Anlauffarbe und grauschwarzem Strich. Die Reflexionsfarbe der Anschliffe ist hellgelb mit Stich ins Rosa. Härte $3-4\frac{1}{2}$. Spezifisches Gewicht 4,5—4,6. Spaltbarkeit wird nach $\langle 11\bar{2}0 \rangle$ angegeben.

Spezielle physikalische Eigenschaften: Pyrrhotin erscheint ferromagnetisch für alle Richtungen der Basisebene und paramagnetisch in der Richtung senkrecht dazu. Die spezielle Verteilung der Magnetisierbarkeit in den Richtungen der Basis-

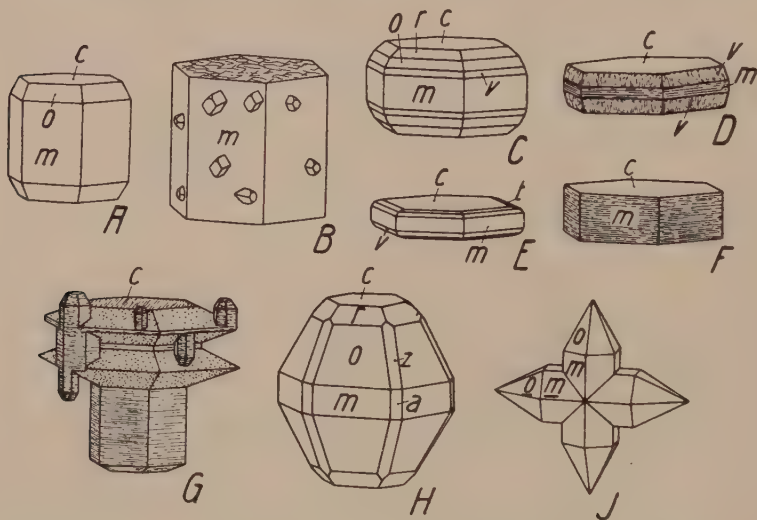


Fig. 203. Pyrrhotin. $c \langle 0001 \rangle$, $t \langle 10\bar{1}4 \rangle$, $r \langle 10\bar{1}2 \rangle$, $o \langle 10\bar{1}1 \rangle$, $v \langle 20\bar{2}1 \rangle$, $m \langle 10\bar{1}0 \rangle$, $z \langle 11\bar{2}2 \rangle$, $a \langle 11\bar{2}0 \rangle$. Die gelegentlich von vielen Bipyramidenflächen begrenzten, prismatischen bis tafeligen Kristalle (A Grönland, C—G Schweden) ähneln manchmal im Habitus vollständig gewissen Ausbildungen von Greenockit und Zinkit (vergl. C mit Fig. 199 B und 201 F). B (Freiberg) erläutert die Verwachsung von Pyrrhotin mit Arsenopyrit: 001 des letzteren ist $\langle 10\bar{1}0 \rangle$ des ersteren parallel. Zugleich fällt die Zone $001:011 = [100]$ mit $a_2 = [\bar{1}2\bar{1}0]$ zusammen. Auf 0001 ist eine unter 60° sich kreuzende Streifung wahrnehmbar, entsprechend den drei Stellungen der $[001]$ -Zone von Arsenopyrit. Gelegentlich haben die Arsenopyritkriställchen auf einer Prismenfläche von Pyrrhotin die nämliche Orientierung wie diejenigen auf der benachbarten Fläche (vergl. den Kristall rechts unten auf $10\bar{1}0$ mit denjenigen auf $01\bar{1}0$). H entstammt einem Meteoriten. J (künstlich) ist ein Durchwachsungszwilling nach $\langle 1012 \rangle$.

ebene macht es wahrscheinlich, daß die meisten Pyrrhotine Verzwillingungen rhombischer Individuen darstellen. Beim Erhitzen auf 348° verliert der Pyrrhotin den Ferromagnetismus.

Thermisch verhält sich Magnetkies negativ, $a:c = 1,07:1$ ist das Achsenverhältnis des Isothermenellipsoids. Die spezifische Wärme wird im Intervall von 0° bis 350°C zu 0,18 angegeben, für das Intervall 0° bis 200° ist sie 0,16. Bei 40°C sind die Ausdehnungskoeffizienten in Richtung der Hauptachse $235 \cdot 10^{-8}$, senkrecht dazu $3120 \cdot 10^{-8}$. Die Löslichkeit für gefälltes FeS ist bei $18^{\circ} = 6,17 \cdot 10^{-4}$ (in g pro 100 g Lösung). Die Bildungswärme von FeS wurde bestimmt zu 23000 cal pro Mol.

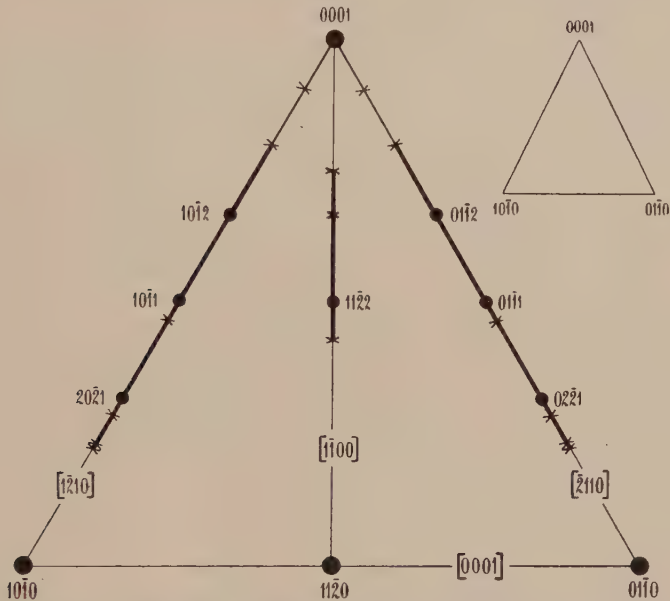


Fig. 204. Pyrrhotinprojektion. Sind bei Wurtzit und Zinkit $[11\bar{2}0]$ und $[0001]$ die einzigen Hauptwachstumszonen, so hat jetzt auch $[1\bar{1}00]$ größere Bedeutung erlangt.

Spezielle Morphologie: Meist tritt Magnetkies in derben, körnigen Massen mit schaliger und mikroskopisch lamellarer Struktur auf. Die seltenen Kristalle (Fig. 203) lassen sich auf etwas variables Achsenverhältnis berechnen. Es hängt dies mit dem wechselnden Gehalt an S zusammen. FeS vermag in Abhängigkeit vom Schwefeldampfdruck bis etwas über 6% überschüssigen S einzulagern. $a:c$ in hexagonaler Auffassung wird zu $1:1,7402$ (Rose) angegeben. An künstlich hergestellten Kristallen wurde $1:1,7264$ bis $1:1,7484$ bestimmt. Die meist kurzprismatischen oder tafeligen Kristalle zeigen die Formen: $\langle 0001 \rangle$, $\langle 10\bar{1}0 \rangle$, $\langle 10\bar{1}1 \rangle$, $\langle 10\bar{1}2 \rangle$, $\langle 20\bar{2}1 \rangle$, ferner öfters $\langle 11\bar{2}0 \rangle$, $\langle 11\bar{2}2 \rangle$, $\langle 10\bar{1}4 \rangle$, $\langle 8087 \rangle$, $\langle 5052 \rangle$, $\langle 3031 \rangle$, $\langle 10 \cdot 0 \cdot 10 \cdot 3 \rangle$ (vergl. Fig. 204). Zwillinge nach $\langle 10\bar{1}2 \rangle$ sind vorhanden.

Bei der künstlichen Darstellung erhält man, insbesondere in der Gegend von 225° , nicht selten deutlich rhombische Ausbildungen mit $a:b:c = 0,5793:1:1,8534$ bis $0,5793:1:1,9854$. Hauptformen sind in diesem Falle $\langle 001 \rangle$, $\langle 010 \rangle$, $\langle 112 \rangle$, ferner $\langle 110 \rangle$, $\langle 012 \rangle$, $\langle 114 \rangle$, $\langle 011 \rangle$. Auch $\langle 111 \rangle$, $\langle 994 \rangle$, $\langle 092 \rangle$, $\langle 0 \cdot 1 \cdot 40 \rangle$, $\langle 1 \cdot 1 \cdot 68 \rangle$ wurden konstatiert. Zwillinge nach $\langle 013 \rangle$ und $\langle 011 \rangle$ sind die Regel.

Chemismus und Vorkommen: Magnetkies läßt sich durch Erhitzen von FeS_2 (Pyrit oder Markasit) herstellen. In einer H_2S -Atmosphäre beginnt die Spaltung von FeS_2 in Magnetkies + Schwefel bei etwa 575° , bei 665° verläuft sie schon rasch. Bei Temperaturen unter 575° findet der umgekehrte Vorgang statt.

Manche Pyrrhotine werden auf Ni verarbeitet. Die mikroskopische Untersuchung zeigt, daß sich der Ni-Gehalt in eingelagerten Pentlanditkriställchen befindet, die vermutlich durch Entmischung während des Abkühlens gebildet wurden (Fig. 34). Pyrrhotin zeigt gesetzmäßige Verwachsungen mit Arsenopyrit (Fig. 203, B), Galenit und Pyrit. Pseudomorphe Umwandlungen in Markasit, Pyrit, Arsenopyrit, Hisingerit, Magnetit, Quarz sind bekannt. Andererseits tritt Pyrrhotin pseudomorph nach Pyrit auf. Durch Verwitterung des Pyrrhotins entstehen Eisensulfate und Eisenoxyd-Sulfate. Das Hauptvorkommen des Pyrrhotins ist das in selbständigen Lagern liquidmagmatischen Ursprungs. Auch als normaler Eruptivgesteinsgemengteil und als Mineral von Erzgängen ist Pyrrhotin bekannt. Mit Cordierit und Feldspat vergesellschaftet findet das Erz sich auf perimagmatischen Lagerstätten. Pyrit, Chalkopyrit und Galenit sind die wichtigsten Erzbegleiter.

Ziemlich reines FeS tritt als sogenannter Troilit in Meteoriten auf. Der Schmelzpunkt des Troilites liegt bei ca. 1170° . FeS kann bis 7% Fe aufnehmen und zeigt dann bei 138° eine umkehrbare Umwandlung. Diese läßt sich bei geringerem Eisengehalt nicht mehr nachweisen (? zweite Umwandlung bei 238°).

Rotnickelkiesgruppe. Hexagonal? hemiedrisch

Eine Gruppe von Monosulfiden hat mit den Mineralien der Wurtzitgruppe die meist derbe Ausbildung gemein, so daß über die kristallographischen Konstanten wenig bekannt ist. Von diesen hexagonal kristallisierenden Mineralien sind Nickelin (Rotnickelkies, Arsennickel, Kupferrickel) = NiAs und Breithauptit (Antimonnickel) = NiSb sicherlich enge verwandt, während der Millerit (Haarkies) = NiS in morphologischer Beziehung deutlich abweicht. Letzterer gehört bei rhomboedrischer Symmetrie dem stengeligen Typus an.

Spezielle Kennzeichen:

	Farbe (Metallglanz)	Strich	Härte	Spez. Gew.	Spaltbarkeit
Nickelin	sehr hellkupferrot, violettblau anlaufend	rot bis rötlich-braun	5—5½	7,5—8,4	nach Basis
Breithauptit	hellkupferrot, grau anlaufend	braunschwarz	5—5½	7,3—7,72	—
Millerit	messinggelb (bis speisgelb)	grünlich-schwarz	3—4	5,2—5,9	? nach zwei Rhomboedern

Alle drei Mineralien sind gute Leiter für den elektrischen Strom. Für Millerit sind noch folgende Daten bekannt:

- Spezifische Wärme zwischen 10° und 100° C = ca. 0,13.
- Löslichkeit bei 18° = 1,48 · 10⁻⁴ g NiS in 100 g Lösung.
- Erstarrungspunkt = 797°.

Spezielle Morphologie:

a : c	Ausbildung	Aggregatform
Nickelin ca. 1 : 1,426 (Aminoff) hexagonal	bipyramidal	meist nur derbe bis dendritische Aggregate
Breithauptit ca. 1 : 1,294 (Busz) hexagonal	tafelig oder pyramidal bis säulig	meist feinkörnige bis feinblättrige und derbe Aggregate
Millerit ca. 1 : 0,3274 (Palache, Wood) rhomboedr.	dünnsäulig bis haarförmig	kugelige, radialstrahlige Aggregate bis Polster

Nickelin und Breithauptit zeigen, wenn sie idiomorph sind, gute Entwicklung der Bipyramiden erster Stellung mit besonders reicher Streifung in der Nähe von $\langle 10\bar{1}1 \rangle$. Das setzt sie in Verwandtschaft mit Wurtzit. Es scheint ebenfalls eine hexagonal innenzentrierte Struktur vorzuliegen. Auf dieser Eigenschaft beruht auch die Variabilität in den zugrunde gelegten Achsenverhältnissen, indem etwa Vizinalen zu $\langle 10\bar{1}1 \rangle$ zur Grundform genommen werden (vergl. das Projektionsbild Fig. 205). Breithauptit bildet Zwillinge nach $\langle 10\bar{1}1 \rangle$.

Millerit (Fig. 206) ist abweichend gebaut; die trigonalen Prismen sind oft $\parallel c$ gestreift, neben $\langle 10\bar{1}0 \rangle$ wurden $\langle 11\bar{2}0 \rangle$, $\langle 41\bar{5}0 \rangle$, $\langle 21\bar{3}0 \rangle$ konstatiert. Die Symmetrie scheint hexagonal hemiedrisch II. Art (d. h. rhomboedrisch holloedrisch) zu sein, doch sind Verzwillingungen nach $\langle 0001 \rangle$ nicht gerade selten. Die haarförmige Ausbildung nach der c-Richtung hat Millerit den Beinamen Haarkies verliehen. Zwillinge nach $\langle 01\bar{1}2 \rangle$ können vielleicht auch durch Druck entstehen.

Chemismus und Vorkommen: Mischkristalle oder Gemenge von NiAs und NiSb sind Arit genannt worden. Rotnickelkies liefert in der Oxydationszone Nickelblüte (Annabergit) und ist meistens mit Speiskobalt und Chloanthit (Weißnickelkies) vergesellschaftet. Der Breithauptit ist seltener, er gehört indessen gleichfalls apomagmatischen Erzlagerstätten an. Der Millerit findet sich sowohl auf Erzgängen dieser Art als auch in kohligen Ablagerungen. Es scheint, daß NiAs aus Lösungen von Silbersalzen gerne gediegen Silber ausfällt.

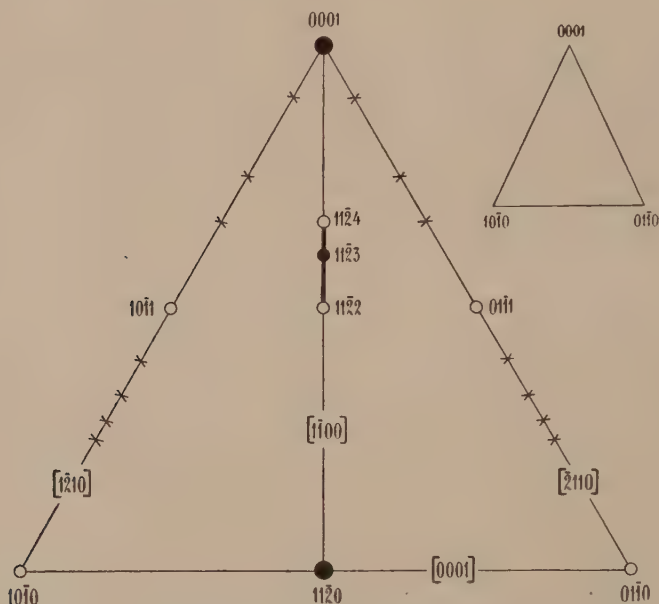


Fig. 205. Die Formen und Wachstumszonen von Nickelinit.

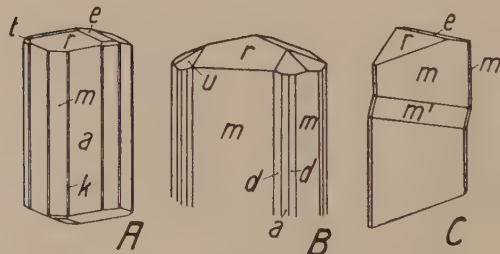


Fig. 206. Millerit. $m\langle 10\bar{1}0\rangle$, $a\langle 11\bar{2}0\rangle$, $k\langle 21\bar{3}0\rangle$, $d\langle 72\bar{9}0\rangle$, $r\langle 10\bar{1}1\rangle$, $e\langle 01\bar{1}2\rangle$, $t\langle 03\bar{3}1\rangle$, $u\langle 41\bar{5}3\rangle$. A (Oberlahr, Westf.) deutet auf rhomboedrisch-holoedrische Symmetrie des Minerals, während B und C (beide Brompton Lake, Canada) durch die Ausbildung trigonaler Prismen auf rhomboedrische Hemimorphie hinweisen. Zwillingslamellen parallel e (C) lassen sich vermutlich auch durch Druck erzeugen.

Der hexagonal säulige Typus

Bereits mehrfach ist betont worden, daß der hexagonale Typus kaum geeignet ist, ausgesprochen lineare Wachstumsmodalitäten zu erzeugen. Die Möglichkeit engster Packung in Ebenen senkrecht zur Hexagyre oder Pseudohexagyre ist nicht günstig für eine noch kürzere Bindung senkrecht dazu. In der Tat fällt es schwer, unter den wichtigeren Mineralien Beispiele zu finden, die hexagonal oder pseudohexagonal sind und zugleich ausgesprochen stengelige Entwicklung aufweisen. Dementsprechend sind auch sehr gute Spaltbarkeiten nach hexagonalen Prismen äußerst selten. Es gibt nur drei wichtige, typisch hypoexagonale Mineralgruppen, bei denen wenigstens die Tendenz zur stengeligen Modalität erkennbar ist; es sind die Aragonitreihe, die Turmalingruppe und die Amphibolgruppe. Die Diskussion wird zeigen, daß diese drei Gruppen nur unter Vorbehalt dem eigentlichen (theoretisch konstruierbaren) säuligen Typ angehören.

Aragonitreihe. Rhombisch holoedrisch, pseudohexagonal

Allgemeine Zusammensetzung: $[\text{CO}_3]\text{R}^{\text{II}}$. Hauptminerale: $[\text{CO}_3]\text{Ca}$ = Aragonit; $[\text{CO}_3]\text{Sr}$ = Strontianit; $[\text{CO}_3]\text{Ba}$ = Witherit; $[\text{CO}_3]\text{Pb}$ = Cerussit. Der Alstonit ist eine isomorphe Mischung $[\text{CO}_3](\text{Ba}, \text{Ca})$, während der monokline Barytocalcit das Doppelsalz $[\text{CO}_3]_2\text{BaCa}$ darstellt. Im Aragonit ist oft auch etwas Sr, Sb oder Zn, Mg, Fe enthalten.

Allgemeine Kennzeichen: Es handelt sich um pseudohexagonale, an sich farblose Kristalle, mit der Spaltbarkeit nach einem Vertikalprisma und dem seitlichen Pinakoid. Härte 3—4.

Physikalische Kennzeichen: Optisch zweiachsig, mit kleinem, negativem Achsenwinkel. Die als c-Achse gewählte Pseudohexagyre ist der Schwingungsrichtung n_α parallel.

	Na-Licht			2 V	Dispersion	Achsen- ebene	Spezifisches Gewicht
	n_α	n_β	n_γ				
Aragonit . .	1,531	1,682	1,686	18—19°	$\rho < \nu$ mittel	(100)	2,94
Strontianit .	1,520	1,667	1,668	6—7°	$\rho < \nu$ schwach	(010)	3,74
Witherit . .	1,529	1,676	1,677	16°	$\rho > \nu$ sehr schwach	(010)	4,29
Cerussit . .	1,804	2,076	2,078	8°	$\rho > \nu$ stark	(010) und (100)	6,5—6,6

Bei dem stark dispergierenden Cerussit ist bei gewöhnlicher Temperatur im sichtbaren Spektrum bis zu $\lambda = 415 \mu\mu$ (010) Achsenebene, bei $\lambda < 415 \mu\mu$ ist (100) Achsenebene. Beim Abkühlen bis unter 119° tritt auch für gewöhnliches Licht der Wechsel

der Achsenebenen auf. Bei Strontianit scheint mit zunehmendem CaCO_3 -Gehalt der Achsenwinkel kleiner zu werden, er würde sich dann wohl in (100) neu öffnen, doch sind die sogen. kalkreichen Strontianite nur Verwachsungen von Calcit mit Strontianit unbekannter Zusammensetzung.

Verhalten im langwelligen Teile des Spektrums:

	Reflexionsmaxima im Ultraroten (λ in $\mu\mu$) entsprechend:			Dielektrizitätskonstanten für $\lambda = 300 \mu$ entsprechend:		
	n_α	n_β	n_γ	n_α	n_β	n_γ
Aragonit	11,5; 36,5; (50); 85	6,46; 6,70; 14,17; 36,5; (50); 100	6,65; 14,06; 34; (50); 88	6,7	10,5	7,6
Strontianit	ca. 6,8; 11,6; 14,3			—	—	—
Witherit	ca. 6,9;	11,6; 14,5	46, bzw. 56	7,3	ca. 7,5	
Cerussit	12,0; 64; 94	7,04; 64	7,28; 64	24,2	25	26

Die spezifische Wärme im Temperaturintervall von 0—100° ist für Aragonit am größten, für Cerussit am kleinsten.

	Aragonit	Strontianit	Witherit	Cerussit
c_m	0,2065	0,1445	0,109	0,08176
Temperaturintervall .	0—100°	ca. 0—100°	ca. 0—100°	0—100°

Die Löslichkeit bei 18° (in g Substanz pro 100 g Lösung) ist aus folgenden Zahlen ersichtlich:

Strontianit	Witherit	Cerussit
$1,0 \cdot 10^{-3}$	$1,72 \cdot 10^{-3}$	$1-2 \cdot 10^{-4}$

Für Witherit ist auch die Abhängigkeit der Löslichkeit von der Temperatur bekannt:

Temperatur	13°	18°	22°	27°	33°	37°
Löslichkeit $\times 10^3$. . .	1,62	1,72	1,83	1,96	2,14	2,28

Allgemeine morphologische Kennzeichen: Rhombisch holodrisch, mit einzelnen fraglichen Anzeichen (Ätzfiguren), die auf niedrigere Symmetrie schließen lassen. Typisch pseudohexagonal.

$a : b : c$	$\chi(110)/(\bar{1}\bar{1}0)$	$\chi(011)/(\bar{0}\bar{1}\bar{1})$	$\chi(001)/(\bar{1}11)$	$\chi(010)/(\bar{1}10)$
Aragonit 0,6224 : 1 : 0,7206 (Kokscharow)	63° 48'	71° 33'	53° 45'	58° 06'
Strontianit 0,6090 : 1 : 0,7237 (Hessenberg)	63° 18'	71° 48'	49° 55'	58° 39'
Witherit 0,6032 : 1 : 0,7302 (Des Cloiseaux) (variabel)	62° 12'	72° 16'	50° 26'	58° 54'
Cerussit 0,6100 : 1 : 0,7230 (Kokscharow)	62° 46'	71° 44'	54° 14'	58° 37'

Aragonit und Cerussit sind sehr formenreich. Von den selteneren Gliedern der Reihe, Strontianit und Witherit, sind nur wenige Formen

bekannt. Allen vier Spezien gemeinsam sind: $\langle 110 \rangle$, $\langle 010 \rangle$, $\langle 111 \rangle$, $\langle 021 \rangle$, $\langle 011 \rangle$, $\langle 012 \rangle$, $\langle 112 \rangle$, $\langle 001 \rangle$, $\langle 031 \rangle$, $\langle 332 \rangle$. An je drei von den vier Mineralarten wurden bis jetzt konstatiert: $\langle 102 \rangle$, $\langle 032 \rangle$, $\langle 221 \rangle$, $\langle 061 \rangle$, $\langle 331 \rangle$, $\langle 081 \rangle$, $\langle 441 \rangle$, $\langle 071 \rangle$. Mit Ausnahme von $\langle 071 \rangle$ ist also zu jedem wichtigen, der a-Achse parallelen Prisma auch die pseudohexagonal zugehörige rhombische Bipyramide als wichtige gemeinsame Form bekannt¹⁾. Statistisch ergibt sich somit, trotz oft abweichendem Habitus, auch die morphologische Entwicklung als eine pseudohexagonale. Sie beschränkt sich allerdings fast ausschließlich auf Formen einer pseudohexagonalen Stellung I. Art, d. h. auf die rhombisch charakterisierten Zonen [100] und [110]. Das sind zugleich die Hauptentwicklungszonen für die ganze isomorphe Reihe. Besonders [100] ist oft gegen $\langle 010 \rangle$ hin sehr flächenreich. Die Reihenfolge, in der die Pinakoide auftreten, ist deutlich folgende: $\langle 010 \rangle$ am häufigsten, dann $\langle 001 \rangle$, nur untergeordnet oder gar fehlend $\langle 100 \rangle$. Die Zonen [001] und [010] sind meist nur schwach entwickelt, bloß beim Cerussit treten auch sie deutlich als Entwicklungszonen in Erscheinung. Die Mineralgruppe ist somit lediglich als Übergangsgruppe dem säuligen Typus zuzurechnen. Die bipyramidale Ausbildung einzelner Kristallarten und der oft isometrische Habitus zeigen, daß keine ganz ausgesprochen lineare Hauptbindung vorhanden sein kann. Immerhin rechtfertigen der nicht selten säulige bis spießige Habitus und die Spaltbarkeitsverhältnisse die Stellung, die wir dieser Mineralgruppe verleihen.

Aragonit $[\text{CO}_3]\text{Ca}$. Rhombisch holodrisch, pseudohexagonal

Spezielle Kennzeichen: An sich farblos, häufig etwas gelblich bis grünlich gefärbt, auch etwa schwach lilafarbig, rosenrot bis violett. Fett- bis Wachsglanz. Härte ca. $3\frac{1}{2}$ —4, höher als bei Calcit. Aragonit läßt sich von diesem auch durch Farbreaktionen unterscheiden (*Meigen*, *Panebianco*, *Diesel* usw.). Spezifisches Gewicht 2,9—3. Bruch nach den Spaltflächen eben, sonst muschelrig.

Spezielle physikalische Eigenschaften: Die Dispersion der Lichtbrechung geht aus folgenden Angaben hervor:

	λ in $\mu\mu$	n_α	n_β	n_γ	$2V$
20°	471,31	1,5356	1,6910	1,6959	18° 30'
	587,57	1,5306	1,6807	1,6852	18° 15'
	706,52	1,5268	1,6745	1,6789	18° 8'
220°	471,31	1,5331	1,6863	1,6906	17° 41 $\frac{1}{2}$ '
	587,57	1,5276	1,6758	1,6799	17° 24 $\frac{1}{2}$ '
	706,52	1,5241	1,6695	1,6733	17° 8 $\frac{1}{2}$ '

¹⁾ Zu einer pseudohexagonalen Bipyramide gehören allgemein $\langle hhl \rangle$ und $\langle 0 \cdot 2h \cdot l \rangle$ zusammen (vergl. die allgemeine Formel Seite 322). Es ergeben sich somit folgende Paare: $\langle 110 \rangle \cdot \langle 010 \rangle$; $\langle 441 \rangle \cdot \langle 081 \rangle$; $\langle 331 \rangle \cdot \langle 061 \rangle$; $\langle 332 \rangle \cdot \langle 031 \rangle$; $\langle 111 \rangle \cdot \langle 021 \rangle$; $\langle 112 \rangle \cdot \langle 011 \rangle$.

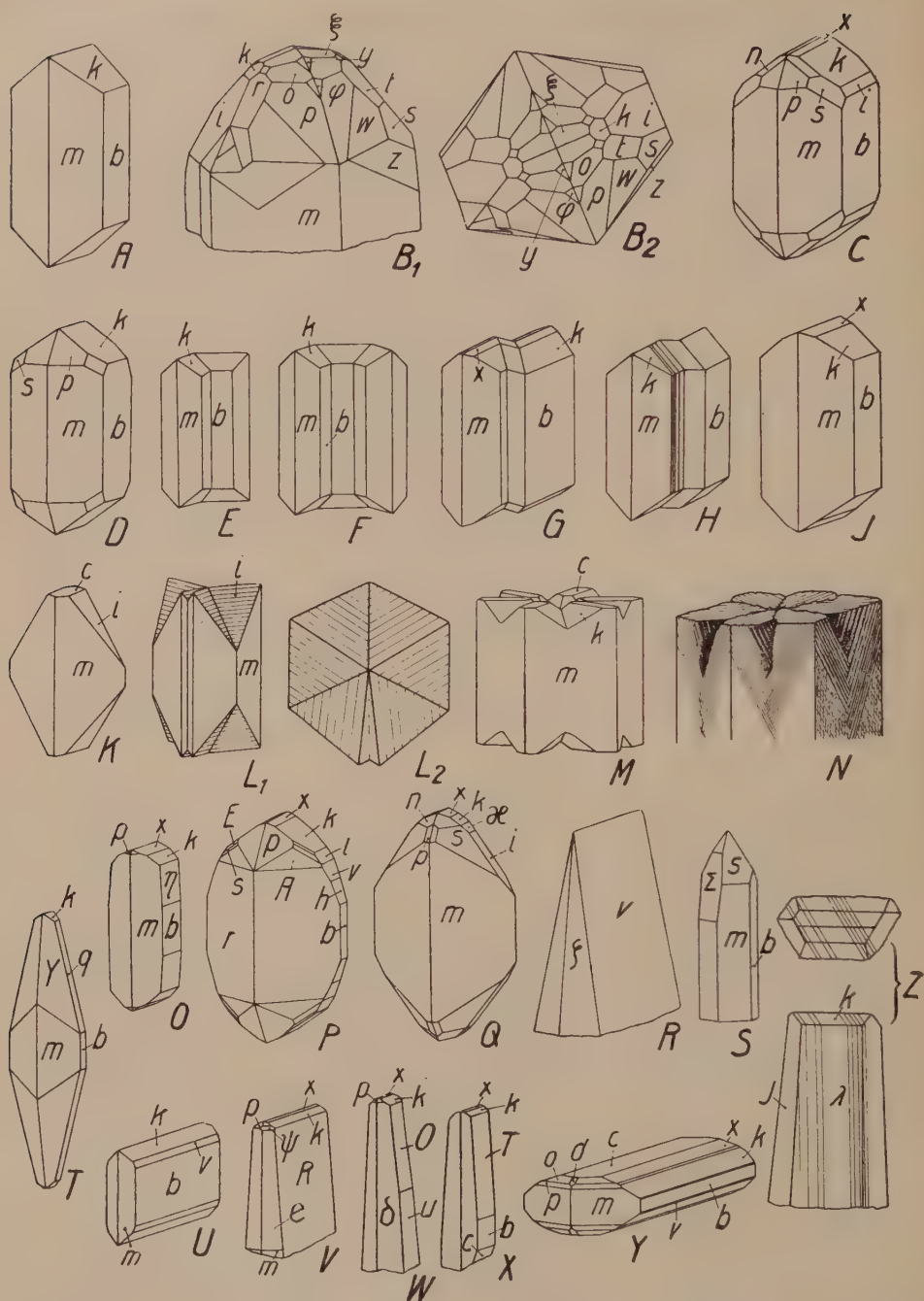


Fig. 207. Aragonit. $b\langle 010 \rangle$, $c\langle 001 \rangle$, $d\langle 102 \rangle$, $m\langle 110 \rangle$, $r\langle 25 \cdot 34 \cdot 0 \rangle$, $x\langle 012 \rangle$, $k\langle 011 \rangle$, $\kappa\langle 043 \rangle$, $i\langle 021 \rangle$, $v\langle 031 \rangle$, $C\langle 072 \rangle$ (in Fig. X), $h\langle 041 \rangle$, $q\langle 061 \rangle$, $v\langle 081 \rangle$, $\lambda\langle 091 \rangle$, $O\langle 0 \cdot 18 \cdot 1 \rangle$, $R\langle 0 \cdot 45 \cdot 2 \rangle$, $\eta\langle 0 \cdot 24 \cdot 1 \rangle$, $T\langle 0 \cdot 26 \cdot 1 \rangle$, $u\langle 0 \cdot 27 \cdot 1 \rangle$, $o\langle 112 \rangle$,

(Fortsetzung auf Seite 441 unten.)

Aragonit ist diamagnetisch. Pro Masseneinheit wurden als Magnetisierungszahlen gefunden:

a-Achse	b-Achse	c-Achse
$-3,92 \cdot 10^{-7}$	$-3,87 \cdot 10^{-7}$	$-4,44 \cdot 10^{-7}$

Pyroelektrische Erscheinungen: Beim Abkühlen wird (010) negativ, die Kante (110):(1 $\bar{1}$ 0) positiv elektrisch, und die Kante (011):(0 $\bar{1}$ 1) bleibt neutral.

Die Ausdehnungskoeffizienten bei 40° sind in Richtung der

a-	b-	c-Achse gegeben durch
$1016 \cdot 10^{-8}$	$1719 \cdot 10^{-8}$	$3460 \cdot 10^{-8}$

Das elastische Verhalten ist durch folgende Konstantensysteme bestimmt:

$s_{11} = 6,84 \cdot 10^{-10}$	$s_{22} = 12,9 \cdot 10^{-10}$	$s_{33} = 12,0 \cdot 10^{-10}$
$s_{44} = 23,8 \cdot 10^{-10}$	$s_{55} = 38,2 \cdot 10^{-10}$	$s_{66} = 23,0 \cdot 10^{-10}$
$s_{23} = -2,33 \cdot 10^{-10}$	$s_{31} = +0,42 \cdot 10^{-10}$	$s_{12} = -2,98 \cdot 10^{-10}$
$c_{11} = 16,3 \cdot 10^8$	$c_{22} = 8,9 \cdot 10^8$	$c_{33} = 8,65 \cdot 10^8$
$c_{44} = 4,36 \cdot 10^8$	$c_{55} = 2,61 \cdot 10^8$	$c_{66} = 4,20 \cdot 10^8$
$c_{23} = 1,60 \cdot 10^8$	$c_{31} = 0,17 \cdot 10^8$	$c_{12} = 3,80 \cdot 10^8$

Diese Zahlen sind auf den Druck von 1 g pro cm² bezogen.

Spezielle Morphologie: In sinterartiger und stalaktitischer Ausbildung (z. B. als sogen. „Eisenblüte“ neben Limonit, hervorgegangen durch Verwitterung eines CaCO₃-haltigen Siderites). In oolithischer Ausbildung als sogen. Erbsen- oder Sprudelstein. Als lockeres Aggregat im Schaumkalk (Pseudomorphose nach Gips). Derbe Aggregate. Perlmutterschicht mancher Muschelschalen. Daneben in schön entwickelten, meist verzwilligten Kristallen.

Hauptformen und Hauptkombination: $\langle 110 \rangle$ $\langle 010 \rangle$ $\langle 011 \rangle$. Dazu besonders gerne $\langle 111 \rangle$, $\langle 121 \rangle$, $\langle 021 \rangle$. Von den über $\langle 100 \rangle$ bekannten Formen gehört fast die Hälfte der Zone $[100]$ an. Sehr steile Prismen dieser Zone, bis zu $\langle 0 \cdot 40 \cdot 1 \rangle$, können sich gegenseitig vertreten, eine Kombinationsstreifung ist dann deutlich zu erkennen. $\langle 010 \rangle$, $\langle 012 \rangle$, oft auch $\langle 010 \rangle$, sind indessen vorwiegend glatt, glänzend. Auch steile Bipyra-

Fortsetzung der Erläuterung von Fig. 207.)

p $\langle 111 \rangle$, ζ $\langle 441 \rangle$, J $\langle 661 \rangle$, ψ $\langle 771 \rangle$, b $\langle 12 \cdot 12 \cdot 1 \rangle$, e $\langle 45 \cdot 45 \cdot 2 \rangle$, Σ $\langle 362 \rangle$, s $\langle 121 \rangle$, t $\langle 243 \rangle$, n $\langle 122 \rangle$, ξ $\langle 126 \rangle$, φ $\langle 425 \rangle$, γ $\langle 215 \rangle$, E $\langle 132 \rangle$, w $\langle 25 \cdot 27 \cdot 24 \rangle$, z $\langle 25 \cdot 27 \cdot 2 \rangle$, A $\langle 12 \cdot 17 \cdot 5 \rangle$, y $\langle 9 \cdot 12 \cdot 2 \rangle$. Fundorte: A, C, D, J Piemont; Böhmen; B Tarnowitz; E, F, G, H Bilin; K, L Spanien; M, N, U Leogang; O Werfen; P, Q Eisenerz; R Lölling; S Moldau; T Thüringen; V, W, X Dognaczka; Y Vesuv; Z Gr. Kammsdorf. A, C, D, J sind die in unseren Sammlungen verbreitetsten Typen. E = einfacher Zwillings, F = Wende-zwillings; beide nach $\langle 110 \rangle$. An G erscheint eine Zwillinglamelle. Viele, z. T. sehr dünne solcher Lamellen sind an H zu sehen. K ohne b. Diese Kombination, mit gestreiftem i, bildet den Vierling L mit zwei verkümmerten Individuen (vergl. Kopfbild L₂). Prinzipiell wie F gebaut sind die Durchwachungsdrillinge M und N (seitlich nur m). Die weißelartige Ausbildung veranschaulichen O, R, V, W, X, Z. Spitzbipyramidal ist T. Nach $[100]$ gestreckt sind U (tafelig nach b) und Y (tafelig nach c). Eigentümliche, flächenreiche Typen sind P, Q und vor allem B (letzterer Kristall perspektivisch und als Kopfbild gezeichnet; links vorn ein kleineres Individuum in Zwillingstellung).

miden der Zonen $[110]$ können auftreten, besonders von $\langle 331 \rangle$ über $\langle 24 \cdot 24 \cdot 1 \rangle$ zu $\langle 110 \rangle$. Sie sind hie und da gerundet. Manche steilen Bipyramiden, wie $\langle 9 \cdot 12 \cdot 2 \rangle$, liegen außerhalb der Zone $[110]$ gegen $\langle 010 \rangle$ hin. Neben $[100]$ und $[110]$ sind noch die Zonen $[210]$, $[111]$ (zwischen 110 und 011), $[010]$ und $[001]$ (um 110), sowie $[201]$ und $[021]$, $[023]$ hervorzuheben. Der Habitus der Kristalle (Fig. 207) ist säulig nach c (selten nach a) oder tafelig nach $\langle 010 \rangle$. Sehr häufig sind auch spieß-, nadel- oder meißelförmige Kristalle, mit steilen Bipyramiden- und Prismenflächen.

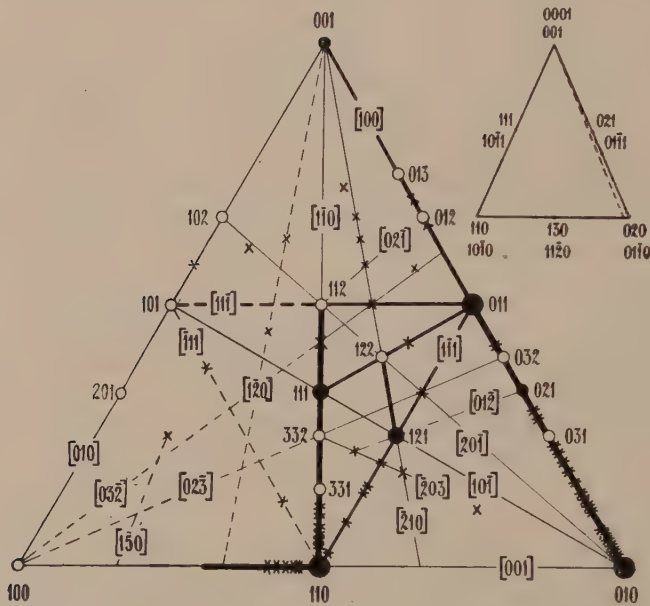


Fig. 208. Die wichtigsten Flächen von Aragonit verteilen sich im wesentlichen auf die Zonen $[100]$ und $[110]$, die in hexagonaler Symbolisierung als $[11\bar{2}0]$ -Zonen zusammengehören. Von den 39 Formen, die an den Habitusbildern der Fig. 207 zur Darstellung gelangen, gehören 25 diesen beiden Zonen an! — Das kleine Dreieck rechts oben verdeutlicht den pseudohexagonalen Charakter (vergl. die Legende von Fig. 155).

$\langle 010 \rangle$ erscheint hie und da horizontal gestreift, eine feine, schief verlaufende Streifung ist dann und wann auf $\langle 110 \rangle$ bemerkbar (Fig. 207, N). Sehr charakteristisch sind die vielen Vizinalflächenbildungen. Im ganzen ergibt sich, daß (trotz der säuligen Entwicklung) die Zone $[001]$, mit Ausnahme vizinaler Formen zu (110) , flächenarm ist. Indessen zeigt das Zurücktreten der Basis an manchen Kristallen im Verein mit den steilen Prismen erster Stellung und den steilen Bipyramiden der Zonen $[110]$ die Tendenz zur linearen Modalität (vergl. Fig. 208). Dafür sprechen auch die Spaltbarkeiten nach $\langle 010 \rangle$ und $\langle 110 \rangle$, wobei allerdings zu bemerken ist, daß nach $\langle 011 \rangle$ ebenfalls eine undeutliche Teilbarkeit erkennbar ist. Kon-

traktionsrisse erfolgen nach $\langle 001 \rangle$, $\langle 110 \rangle$, $\langle 010 \rangle$ und $\langle 100 \rangle$. Einfache Translationen werden neben der Druckzwillingsbildung beobachtet. Translationsebene ist $\langle 010 \rangle$, die Translationsrichtung geht $[100]$ parallel. Für die reziproken einfachen Schiebungen sind (110) , bzw. (130) erste Kreisschnittebenen. Derartige Zwillingslamellierungen können auch durch Temperatursteigerung erzeugt werden, wobei sich der Prismenwinkel immer mehr 60° nähert. Im übrigen sind gewöhnliche Zwillinge nach (110) außerordentlich häufig. Sie finden sich in Form eingeschalteter, oft repetierter Lamellen (Fig. 207, H), in Form von einfachen Wendezwillingen (Fig. 207, F) oder Penetrationen, besonders gern aber in Form von Ergänzungsdrillingen oder -sechslingen (Fig. 207, M, N). Scheinbar hexagonale (hie und da noch gestreifte) Säulen entpuppen sich durch die Felderteilung auf der Basis als solche Sammelindividuen. Dabei kann im Basissechseck die a- oder b-Achse diagonal gestellt sein. Bei der Zersetzung von Aragonitkugeln durch verdünnte Salzsäure treten die Zonen $[100]$ und $[001]$ als Kanten hervor. Die geringste Zersetzung findet senkrecht zu $\langle 010 \rangle$ statt.

Wollten wir auf Grund dieser Erscheinungen versuchen, ein Strukturbild zu konstruieren, so müssen wir etwa folgendermaßen argumentieren: Ein Blick auf das Projektionsbild, Fig. 208, zeigt, daß keine einfache Struktur vorhanden sein kann. Die asymmetrische Vizinalflächenbildung und Verteilung der Hauptebenen läßt vermuten, daß komplizierte Einzelatomlagen auftreten. Das relativ häufige Auftreten von (332) und (032) verlangt besondere Erklärung. Andererseits liegt die Mehrzahl der Flächen auf Zonen mit einfachen Indizes, so daß ein Hauptgitterkomplex einfacher Art zu finden sein muß. Dieser kann nur pseudohexagonalen Charakter haben, das heißt, das dem Achsenverhältnis entsprechende Gitter muß in den Zentren der Grundflächen mit den Eckpunkten identische Punkte haben. Da $[111]$ und $[023]$ wichtiger sind als gewöhnlich, muß dieser Gitterkomplex punktreicher sein, eventuell sich einer Art innenzentrierter Gitter nähern. Zonen, auf denen (332) und (032) liegen, z. B. $[023]$, müssen irgendwie von Bedeutung sein. Wyckoff und Bragg haben versucht, die Struktur zu bestimmen. Sie fanden in der Tat mit den obigen Überlegungen übereinstimmende Verhältnisse. Die Struktur (Raumgruppe \mathcal{B}_h^{10}) ist jedoch so komplex, daß sie nicht eindeutig bestimmt werden konnte. Das Elementarparallelepiped mit den Kantenlängen $a = 4,94$, $b = 7,94$, $c = 5,72$ Ångströmeinheiten umfaßt 4 Moleküle. Wohl ziemlich sicher ist, daß die Ca-Atome angenähert oder genau einen Gitterkomplex von der oben als Hauptgitterkomplex beschriebenen Art bilden. Vielleicht ist, wofür auch die Ausbildungen von Witherit und Strontianit sprechen, das Gitter ein nach der c-Achse stark verkürztes und etwas deformiert-hexagonal innenzentriertes. Bragg hat versucht, auch die Lagen der C- und O-Atome zu bestimmen. Sein Versuch kann nicht als endgültige Lösung bezeichnet werden. Indessen steht das erhaltene Bild in keinem offenen Widerspruch zu den morphologischen Erscheinungen. Eine gewisse Ähnlichkeit mit der Quarzmorphologie fände durch seinen Versuch eine Erklärung. Doch gilt auch ähnliches von einem, im übrigen noch unzureichender begründeten, Strukturvorschlag von Tomkeieff.

Entstehung und Vorkommen: Oberhalb 400° ist Aragonit nicht mehr haltbar. Er wandelt sich in die stabile Modifikation, den Calcit, um, mit dem er oft gesetzmäßig verwachsen ist. (Über die Polymorphieverhältnisse siehe auch „Allgemeine Mineralogie“, Seite 528).

Pseudomorphosen von Aragonit nach Gips, Glauberit, Gaylussit, Coelestin sind bekannt. Andererseits ist Aragonit gerne in Calcit oder Dolomit umgewandelt. Das Mineral findet sich auf sedimentären Lagerstätten, ferner zusammen mit Gips in lateralsekretionären und hydrothermalen Paragenesen.

Strontianit $[\text{CO}_3]\text{Sr}$. Rhombisch holoedrisch, pseudohexagonal

Spezielle Kennzeichen: An sich farblose Kristalle, öfters mit schwach grüner oder gelblicher Tönung. Härte $3\frac{1}{2}$ —4. Spezifisches Gewicht 3,68—3,74. Mittlerer Glanz. Bruch muschelig.

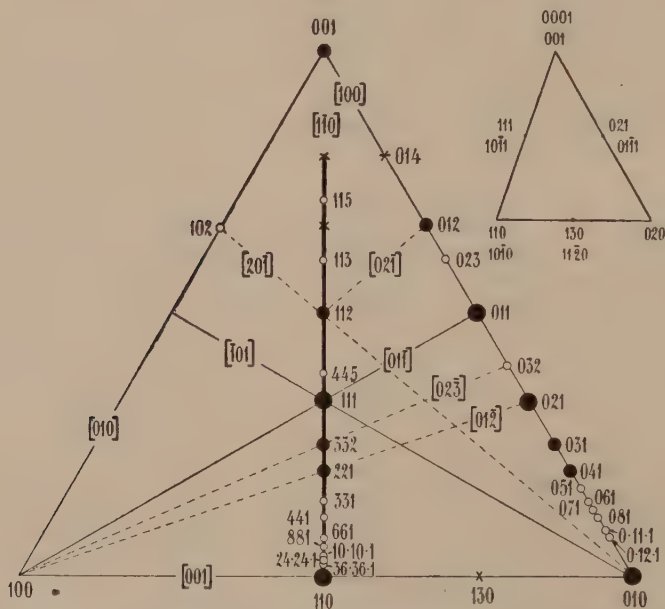


Fig. 209. Schematische Dreiecksprojektion der Formen und wichtigsten Zonen von Strontianit und Witherit. Beiden Mineralarten gemeinsame Formen sind durch ausgefüllte Kreise dargestellt. Individuelle Formen des Strontianits sind durch leere Kreise und solche des Witherits durch Kreuze kenntlich gemacht.

Strontianit schmilzt bei 1497° , doch scheint oberhalb 900° eine Umwandlung in die wirklich hexagonale Modifikation stattzufinden.

Spezielle Morphologie: Meist nach der c-Achse spießige, nadelförmige bis haarförmige Kristalle, die büschelartige Aggregate bilden können. Auch tafelförmig nach $\langle 010 \rangle$ oder prismatisch nach der Vertikalachse. Bipyramidale Ausbildungen können sehr quarzähnlich sein, besonders wenn noch $\langle 110 \rangle$ und $\langle 010 \rangle$ als scheinbares hexagonales Prisma hinzukommen.

Mit Ausnahme von $\langle 102 \rangle$ gehören alle bekannten Formen den Zonen $[100]$ und $[110]$ an (Fig. 209). Zwillinge sind, wie bei Aragonit, fast stets vorhanden. Von den zwei Spaltbarkeiten 110 und 010 soll die erstere die bessere sein. Strontianit ist ein Sekretionsmineral in Kalksteinen oder ein hydrothermales Begleitmineral auf Erzgängen.

Witherit $[\text{CO}_3]\text{Ba}$. Rhombisch holodrisch, pseudohexagonal

Spezielle Kennzeichen: An sich farblose, weiße bis gelbliche Kristalle. Härte $3\frac{1}{2}$. Spezifisches Gewicht 4,27—4,35. Mittlerer Glanz.

Witherit schmilzt bei 1740° . Vielleicht treten aber vorher Umwandlungen ein, so bei ca. 800° in die wirklich hexagonale, bei ca. 1000° in eine kubische Modifikation.

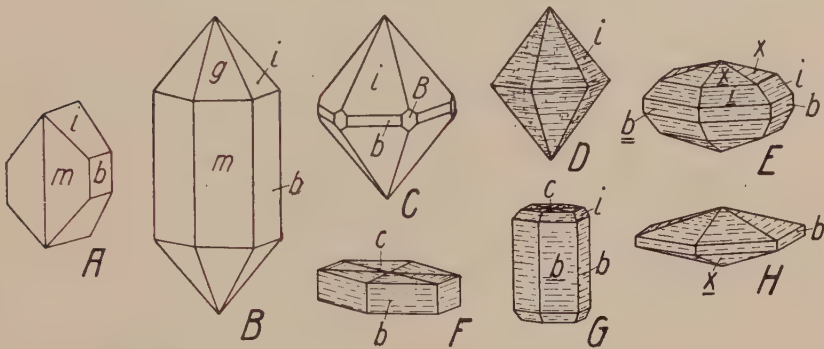


Fig. 210. Habitusbilder von Witherit. $c\langle 001 \rangle$, $b\langle 010 \rangle$, $m\langle 110 \rangle$, $B\langle 130 \rangle$, $i\langle 021 \rangle$, $x\langle 012 \rangle$. Witherit ist vielleicht jenes Mineral, welches die augenfälligste und ausgesprochenste pseudohexagonale Ausbildung zeigt. Abgesehen von der aragonitartigen Kombination A sind die unverzwillingten, quarzähnlichen Gestalten B und C kaum von hexagonaler Vollsymmetrie zu unterscheiden. In vermehrtem Maße gilt dies für die bipyramidalen, prismatischen und tafeligen Drillinge (D—H), die übrigens wohl noch häufiger sind als die einfachen Kristalle. Fundort: England (Northumberland).

Spezielle Morphologie: Stengelige bis kugelig-nierenförmige Aggregate sind häufig. Die Kristalle (Fig. 210) finden sich besonders gerne in Form scheinbarer hexagonaler Bipyramiden und sind dann zu einem großen Teil Durchdringungsdrillinge nach $\langle 110 \rangle$. Spaltbarkeit wie bei Strontianit, doch scheint nach $\langle 010 \rangle$ die bessere Spaltbarkeit zu verlaufen. Regelmäßige Verwachsungen mit Baryt sind bekannt (auch Umwandlungen in Baryt). Witherit ist ein vorzugsweise hydrothermal gebildeter Begleiter von Erzen auf gewissen Erzlagerstätten.

Die beiden Mineralien Strontianit und Witherit zeigen noch viel geringere Tendenz zum säuligen Typus als Aragonit. Am ehesten schließt sich der oft auch spießige Strontianit dem CaCO_3 an. Tafelige und

quarzähnliche Kristalle lassen erkennen, daß die Abtrennung des ganzen Typus von der mehr oder weniger intermediären hexagonalen Modalität bis zu einem gewissen Grade willkürlich ist. Die außerordentlich variable Habitusentwicklung des zuletzt zu besprechenden Minerals der Reihe, des Cerussites, bestärkt uns in dieser Schlußfolgerung. Allerdings ist nun gerade bei diesem Mineral die $[001]$ -Zone etwas besser entwickelt. Der Vergleich aller vier Mineralien überzeugt, daß selbst in einer iso-

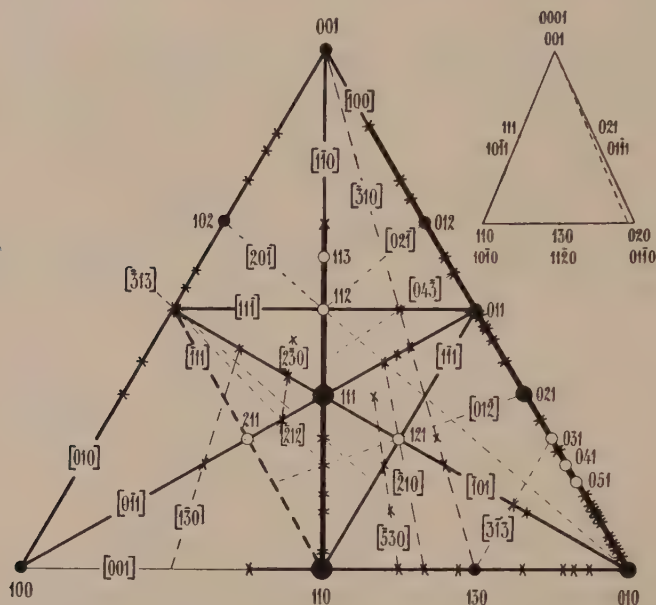


Fig. 211. Schematische Dreiecksprojektion der Flächen und wichtigsten Zonen von Cerussit. Verglichen mit Fig. 208 und Fig. 209 zeigt sich insbesondere, daß für alle Mineralien der Aragonitgruppe $[100]$ die wichtigste Zone ist. Die nächstwichtigen Zonen, d. h. die $[110]$ -Zonen, zeigen charakteristische Unterschiede: bei Aragonit treten die steileren hhl -Formen, beim Cerussit umgekehrt die flacheren hervor, während sowohl bei Witherit wie bei Strontianit diese Zone weniger einseitig besetzt ist. Zu beachten ist auch, wie bei Cerussit $[010]$ und $[310]$ Wichtigkeit erlangen, wogegen bei Aragonit gerade $[210]$ größere Bedeutung hat.

morphen Reihe jede Kristallart gewisse morphologische Eigentümlichkeiten besitzt, bei im ganzen ähnlicher Grundtendenz. Daß dann bei Mineralreihen, die an der Grenze zweier Modalitäten stehen, die offensichtlichsten Variationen auftreten können, ist leicht verständlich. Betrachtet man die Projektionsfiguren, so erkennt man zudem, wie vom Witherit über Strontianit (Fig. 209) zu Aragonit (Fig. 208) und Cerussit (Fig. 211) die Komplikation zunimmt. Dementsprechend finden wir bei Strontianit und Witherit im wesentlichen nur die zwei Hauptzonen $[100]$ und $[110]$ entwickelt. Bei Aragonit treten dazu die Zonen

[010], [111], [210], [011], [001], [201] und [023], und Cerussit läßt weitere Zonen wie [101], [130] usw. deutlich hervortreten. Derartige Vergleiche geben somit über die Bedeutung der einzelnen Zonen wertvolle Anhaltspunkte. Da die Seite 443 skizzierte Struktur allen Atomen zwei oder drei Freiheitsgrade der Lagenänderung übrig läßt, ist nicht ausgeschlossen, daß kleinere strukturelle Unterschiede zwischen den Gliedern dieser isomorphen Reihe vorhanden sind.

Cerussit $[\text{CO}_3]\text{Pb}$. Rhombisch holodrisch, pseudohexagonal

Spezielle Kennzeichen: Farblose, weiße, gelblichweiße (gelbe, graue, nelkenbraune, grauschwarze schwarze, bläuliche bis grünliche) Kristalle und Kristallaggregate mit Fett- bis Diamant- und Seidenglanz. Härte $3-3\frac{1}{2}$. Spezifisches Gewicht 6,5—6,6.

Spezielle physikalische Eigenschaften: Über die Dispersion orientieren folgende Zahlen:

λ (in $\mu\mu$)	n_α	n_β	n_γ
527	1,8164	2,0919	2,0934
589	1,8037	2,0763	2,0780
687	1,7915	2,0595	2,0613

Cerussit zeigt lichtelektrische Leitfähigkeit, ein Maximum liegt bei $\lambda = 280 \mu\mu$.

Spezielle Morphologie: Cerussit bildet gerne gut geformte Einzelkristalle und Zwillinge (Fig. 212), tritt aber auch in Form bündelartiger Aggregate (Seidenglanz!) oder als Überzug auf. Stalaktitische und erdige Bildungen sind gleichfalls bekannt.

Von den gegen 100¹⁾ Einzelformen sind der Reihe nach am häufigsten $\langle 110 \rangle$, $\langle 111 \rangle$, $\langle 010 \rangle$; $\langle 021 \rangle$, $\langle 011 \rangle$, $\langle 012 \rangle$, $\langle 130 \rangle$, $\langle 001 \rangle$, $\langle 100 \rangle$, $\langle 102 \rangle$; ferner $\langle 031 \rangle$, $\langle 041 \rangle$, $\langle 112 \rangle$, $\langle 121 \rangle$, $\langle 211 \rangle$, $\langle 113 \rangle$, $\langle 051 \rangle$, $\langle 131 \rangle$.

Der Seidenglanz der nadeligen Kristalle ist öfters, außer auf Aggregation und Zwillingsbildung, auf eine feine Vertikalstreifung von $\langle 100 \rangle$ zurückzuführen. Wenn $\langle 010 \rangle$ im gleichen Sinne gestreift ist, folgen die Streifen weniger dicht aufeinander. Häufiger oder deutlicher ist auf $\langle 010 \rangle$ und manchen Formen $\langle 0kl \rangle$ eine Streifung nach der a-Achse. Diese Streifung ist um so ausgeprägter, je steiler die Flächen dieser Prismen sind. Die Basis ist wohl stets glatt. Während $\langle 110 \rangle$ oft spiegelglatte Flächen besitzt, sind die von $\langle 130 \rangle$ nicht selten vertikal gestreift.

Die Zahl der einander ersetzenden Prismen $\langle 0hl \rangle$ ist wieder wie bei Aragonit eine große, besonders von $\langle 016 \rangle$ bis zu sehr steilen Formen.

¹⁾ An ungarischen Cerussitkristallen gelang es beispielsweise 49 Formen zu bestimmen, unter denen 3 Pinakoide, 23 Prismen parallel der a-Achse, 12 Bipyramiden waren.

An manchen Kristallen dominiert diese Zone [100] (vergl. Fig. 212). Die häufigsten Formen in dieser Zone sind dann der Reihe nach: $\langle 010 \rangle$, $\langle 021 \rangle$, $\langle 012 \rangle$, $\langle 011 \rangle$, $\langle 001 \rangle$, $\langle 031 \rangle$. In zweiter Linie folgen: $\langle 041 \rangle$, $\langle 051 \rangle$, $\langle 061 \rangle$, $\langle 071 \rangle$, $\langle 023 \rangle$, $\langle 081 \rangle$ usw. In der Zone [001] dominieren $\langle 010 \rangle$, $\langle 110 \rangle$, $\langle 130 \rangle$ und $\langle 100 \rangle$. Etwas weniger deutlich treten die pseudo-hexagonal zugehörigen Zonen [110] in Erscheinung. Hingegen ist nun, worauf die erwähnte Streifung schon aufmerksam macht, die Zone [001], besonders von $\langle 010 \rangle$ zu $\langle 110 \rangle$ hin besser entwickelt. Auch mehrere Formen (h0l) sowie $\langle 131 \rangle$ und $\langle 351 \rangle$ sind bekannt. Neben der pseudo-hexagonalen Zonenentwicklung ist eine gewisse pseudotetragonale Ausbildung nach der b- oder a-Achse (bis pseudokubisch) unverkennbar. (Die Zonen [101], [011], [110] sind einander ähnlich entwickelt.)

Von einfacheren häufigen Kombinationen seien erwähnt: $\langle 110 \rangle + \langle 111 \rangle$ oder eine Form $\langle 0kl \rangle$, auch $\langle 111 \rangle$ mit einer Form $\langle 0kl \rangle$, besonders $\langle 021 \rangle$.

Unter den Dreiformenkombinationen trifft man am häufigsten: $\langle 010 \rangle$, $\langle 110 \rangle$, $\langle 111 \rangle$ an, manchmal mit Ersatz einer dieser Formen durch eine Form $\langle 0kl \rangle$, durch $\langle 130 \rangle$ oder $\langle 112 \rangle$.

Wichtige Vierformenkombinationen sind: $\langle 010 \rangle \langle 110 \rangle \langle 111 \rangle \langle 021 \rangle$ oder $\langle 010 \rangle \langle 110 \rangle \langle 111 \rangle \langle 001 \rangle$ oder $\langle 010 \rangle \langle 110 \rangle \langle 111 \rangle \langle 011 \rangle$.

Es sind neben $\langle 010 \rangle$, $\langle 110 \rangle$, $\langle 111 \rangle$ zu fünf oder sechsen gern kombiniert je zwei oder drei der Formen: $\langle 021 \rangle$, $\langle 001 \rangle$, $\langle 130 \rangle$, $\langle 100 \rangle$, $\langle 011 \rangle$, $\langle 012 \rangle$. Sehr häufig sind Kombinationen von 3 bis 7 Formen, doch wurden bis 30 verschiedene Formen an einem Kristall konstatiert.

Sehr variabel ist der Habitus des Cerussites (Fig. 212). Neben nach der c-Achse nadeligen oder hexagonal säuligen bis rhombisch prismatischen Kristallen treten prismatische Ausbildungen nach der a-Achse (meist mit flächenreichem Kopf), tafelige nach $\langle 010 \rangle$ oder $\langle 001 \rangle$, quadratisch-säulige mit diesen beiden Pinakoiden nicht selten auf. Auch pseudo-hexagonal bipyramidale bis tonnenförmige Gestalten (z. B. $\langle 111 \rangle$ mit $\langle 021 \rangle$, letzteres aber oft nach $\langle 010 \rangle$ hin horizontal gestreift) und mehr isometrische, bipyramidale bis pseudokubische Ausbildungen sind vorhanden. Zwillinge, Drillinge usw. mannigfacher Art nach $\langle 110 \rangle$ und untergeordnet nach $\langle 130 \rangle$ sind häufig. Durchdringungen tafeliger Kristalle und eben-solche Wendezwillinge ergeben rädelfartige bis sternförmige Gebilde.

Die Spaltbarkeit ist nicht sehr deutlich, neben $\langle 110 \rangle$ und $\langle 010 \rangle$ scheinen auch $\langle 021 \rangle$ und $\langle 012 \rangle$ Spaltformen zu sein.

Entstehung und Vorkommen: Beim Erhitzen gibt PbCO_3 schon oberhalb 400° CO_2 teilweise ab. Pseudomorphosen des Cerussites nach Bleiglanz, Anglesit, Baryt, Phosgenit, Leadhillit, Linarit, Calcit, Baryt, ? Zinkblende usw. sind bekannt. Andererseits kann Bleikarbonat auch in Bleiglanz, Pyromorphit, Malachit umgewandelt sein. Cerussit ist in der Hauptsache ein Mineral der Oxydationszone, das sich auf Bleiglanzlagernstätten in den durch Zersetzung erzeugten Hohlräumen vorfindet (neben Limonit usw.). Auch als Vererzungs- und Zementationsmineral in Sedimenten tritt Cerussit auf.

Turmalingruppe $4[(\text{SiO}_4)_3\text{Al}_2\text{R}_6] \cdot 1[(\text{B}_2\text{O}_5)_3\text{Al}_2\text{R}_6]$

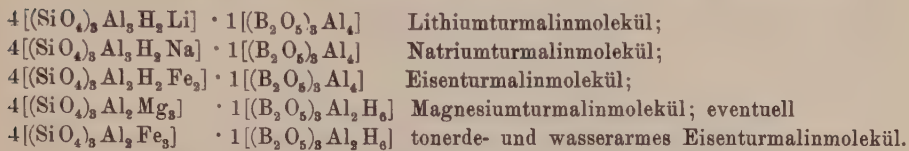
Trigonal hemimorph

Allgemeine Verhältnisse: Für die in ihrer Zusammensetzung sehr variablen Turmaline gilt mit recht großer Genauigkeit, daß das Verhältnis $\text{SiO}_2 : \text{B}_2\text{O}_3 = 12 : 3$ ist. Es ist daher am zweckmäßigsten, die Turmaline als Doppelsalze der zwei Moleküle $(\text{SiO}_4)_3\text{R}^{12}$ und $(\text{B}_2\text{O}_5)_3\text{R}^{12}$ im Verhältnis 4 : 1 aufzufassen. Der Tonerdegehalt entspricht im Minimum dem Verhältnis $5\text{Al}_2\text{O}_3 : 12\text{SiO}_2$, der H_2O -Gehalt beträgt auf 12SiO_2 3 bis 4 Moleküle H_2O . Schreiben wir die allgemeine Turmalinformel $4[(\text{SiO}_4)_3\text{Al}_2\text{R}_6] \cdot 1[(\text{B}_2\text{O}_5)_3\text{Al}_2\text{R}_6]$, so ist zum Ausdruck gebracht, daß die Turmaline Alumo-Borsilikate sind. R ist nun jedoch außerordentlich variabel. Fast stets ist noch ein Teil davon Al, der Rest ist vorzugsweise Mg, Fe, Na, Li, H. Nur in geringen Mengen ist Mn, Ca und K vorhanden. Dazu kommt, daß etwas R_2O_3 durch Cr_2O_3 , Fe_2O_3 und Ti_2O_3 ersetzt sein kann, und daß die meisten Turmaline F-haltig sind.

Analysenwerte verschieden

	Blaßrot Elba	Rot Kalifornien	Blaßgrün Kalifornien	Rot, Utö	Weißgrau Utö	Indigoblaue Utö	Hellbraun Ceylon	Gelbbraun Macomb
B_2O_3	10,28	10,65	10,60	10,76	9,79	9,74	(11,36)	10,28
SiO_2	37,89	37,57	36,72	36,70	36,33	36,48	35,46	37,05
TiO_2 (Ti_2O_3)	(0,04)	Spur	(0,06)	—	—	—	n. b.	(0,62)
Al_2O_3	43,85	42,18	41,27	42,99	40,99	40,08	29,58	28,61
Fe_2O_3	—	—	—	—	—	—	—	0,44
FeO	0,11	0,19	1,13	1,35	1,35	3,51	0,45	1,31
MnO	0,11	0,24	1,48	0,28	0,37	0,40	n. b.	—
MgO	—	—	—	0,10	0,16	0,08	14,04	13,66
CaO	0,07	1,20	0,87	0,60	0,95	Spur	5,13	2,97
Na_2O	2,43	2,05	2,23	3,36	3,04	2,99	0,23	1,45
K_2O	—	—	—	0,49	0,50	0,86	0,20	0,31
Li_2O	1,66	1,92	1,76	0,89	1,31	1,11	n. b.	—
H_2O	3,47	3,38	3,33	2,75	4,02	3,85	3,55	3,05
F	0,10	0,39	0,31	0,10	0,39	0,40	n. b.	1,20
Varians				0,24	0,45	0,34		
Summe	100,01	99,77	99,76	100,61	99,65	99,84	100,00	100,89
ω	1,651	1,647	1,646				1,6409	1,6348
ϵ	1,630	1,628	1,628				1,6214	1,6143
$\omega - \epsilon$	0,021	0,019	0,018				0,0195	0,0205
Spez. Gew.	3,05	3,04	3,04				3,06	3,066
σ	0,4448	0,4479	0,4489					0,4508

Im einzelnen scheinen Moleküle der folgenden Form am häufigsten zu sein:



Rl_0 ist somit vorzugsweise: AlH_2Na , AlH_2Li , Al_2 , H_6 , H_2Fe_2 , Fe_3 , Mg_3 . Eine Zusammenstellung ausgewählter Analysen zeigt, wie im einzelnen die Bestandteile variieren (Tabelle Seite 450/451).

Mit dem Chemismus variieren naturgemäß die geometrischen und physikalischen Eigenschaften. Ein genauer Zusammenhang konnte infolge der chemischen Mannigfaltigkeit bis jetzt nicht aufgefunden werden, doch haben insbesondere die Untersuchungen von Schaller und Wülfing gewisse Beziehungen erkennen lassen. Das spezifische Gewicht variiert in der Hauptsache von 3—3,25 und ist im allgemeinen in den eisenreichsten Gliedern, die zugleich einen mittleren gewichtsprozentigen Al_2O_3 -Gehalt besitzen, am größten. Gewichtsprozentig variiert der Tonerdegehalt von ca. 25 bis 44%. Eisenreiche Turmaline haben um 28—37% Al_2O_3 , eisenarme, magnesiumreiche Turmaline besitzen kleineren, alkalireiche Turmaline höheren Tonerdegehalt.

Ungefähr parallel mit dem spezifischen Gewicht ändert sich das Achsenverhältnis; es ist die c-Achse für eisenreiche Turmaline am längsten. Die Variation ist jedoch

gefärbter Turmaline

Braun Ceylon	Schwarz- braun, Sonjo	Dunkel Pierrepont	Dunkelbraun Ceylon	Schwarz Syssert	Schwarz Kopa	Schwarz U. Engadin	Braun Tammela	Schwarz Kalifornien	Schwarz Andreasberg	Schwarz Alabaskla
(10,57)	11,11	11,46	11,47	8,73	9,05	8,42	8,90	10,43	10,89	12,79
36,51	36,98	35,86	35,15	33,72	35,61	35,39	35,46	35,21	34,01	36,19
n. b.	(0,02)	0,70	(0,43)	2,52	1,02	0,24	0,58	(0,23)	0,61	n. b.
30,00	32,77	22,91	25,30	29,19	30,27	34,81	36,39	36,07	28,80	30,41
—	—	2,56	1,67	4,99	—	—	1,43	—	4,37	n. b.
0,74	3,85	6,08	5,21	5,14	10,85	11,83	9,59	11,11	13,57	15,59
—	—	—	—	0,40	0,15	n. b.	0,47	0,98	0,12	0,54
12,84	9,59	11,06	10,16	7,97	6,23	2,77	2,61	0,19	0,42	1,88
3,91	0,26	3,04	3,57	1,70	1,83	0,56	0,45	0,25	0,58	n. b.
0,72	1,42	1,19	0,83	1,04	2,40	1,89	1,73	1,92	2,03	1,02
0,54	0,19	0,20	0,28	0,22	0,09	0,89	0,22	—	0,20	0,47
n. b.	—	—	0,15	Spur	Spur	n. b.	n. b.	Spur	0,10	n. b.
4,17	2,98	2,99	2,88	2,40	2,87	2,80	1,28	3,51	2,92	1,11
n. b.	0,14	0,72	0,12	0,50	0,27	0,83	0,20	—	0,71	0,76
					0,21					
100,00	99,31	99,77	100,22	98,52	100,64	99,83	99,41	99,90	99,33	100,76
1,6443	1,6455		1,6759	1,6515				? 1,669	1,676	1,6624
	1,6198		1,6414	1,6281				? 1,638	1,643	1,6325
	0,0257		0,0345	0,0234				? 0,031	0,033	0,0299
3,059	3,055	3,12	3,14	3,12	3,15	3,13		3,22	3,25	3,2
0,4519	0,4507	0,4521						0,4534	0,4523	

gering, sie geht ungefähr von $a:c = 1:0,44$ bis zu $a:c = 1:0,46$. Magnesium- und Alkalitormaline besitzen ähnliche Licht- und Doppelbrechung. Mit steigendem Eisengehalt nehmen zunächst beide zu. So kann man als mittlere Zahlen die folgenden angeben:

	ω	ϵ	$\omega - \epsilon$
Alkalitormaline und Magnesiumtormaline . . .	1,645	1,625	0,020
Eisentormaline	1,670	1,638	0,032
Doch gibt es auch Mittelglieder mit Werten wie	1,692	1,657	0,035

Alle Turmaline sind optisch negativ und die Doppelbrechung ist für blaues Licht größer als für rotes Licht.

Sehr variabel ist die Farbe. Achroite nennt man die farblosen oder schwach gelb, rot, grün gefärbten eisenarmen Turmaline. Die roten, durch Mangan gefärbten Rubellite (karminrot), Siberite (rosenrot) und Apyrite (pfirsichblütenrot) sind, wie viele der alkalireichen Turmaline, oft erheblich Li-führend. Oft sind die Enden der Kristalle infolge isomorpher Schichtung dunkler gefärbt (Mohrenköpfe). Der noch durchsichtige Edelturmalin ist grün, blau, hellbraun gefärbt. Schön blaue Kristalle heißen Indigolithe.

Die schon erheblich Mg-haltigen braunen, grünen bis braunschwarzen Dravite führen zu dem gewöhnlichen, eisenreichen, schwarzen Schörl über.

Mit der Farbe variiert der Pleochroismus, stets wird die ordentliche Welle stärker absorbiert als die außerordentliche. Folgende Tabelle gibt Beispiele für den Pleochroismus:

ω	ϵ	ω	ϵ
bräunlichgelb	gelb	blaßgrün	ganz hellgrün
dunkelbraungelb	hell braungelb	intensiv blau	blaßblau
grünlichblau	rötlichbraun	dunkelblaugrün	hell blaugrün
grün	rötlichbraun	zinnobergrau	schwarzgrüngrau
blau	rötlichbraun	blau	karmingrau
blaßrot	hell blaßrot	chromgrün	grünlich strohgelb
blaugrün	fast farblos		
schwarz bis dunkel-	lebhaft blaugrün	tief grünbraun	blaß gelbbraun
blaugrün			
schwarz bis dunkel-	lebhaft hellrosa	dunkelgrünblau	blaßrosa
blaugrün			
schwarzbraun	rosagrau	dunkelindigo	hellgrau violett
olivbraun	gelblich	dunkelbraungrün	hell schwefelgelb

Spezielle Kennzeichen: Die im Querschnitt dreiseitigen, gerundet dreiseitigen oder mehr sechseitigen (auch neunseitigen) Kristalle zeigen als Doppelender meist deutlich die Hemimorphie nach der Trigyre. Sie sind grob- oder feinnadelig, lang- oder kurzssäulig, seltener abgeflacht und rhomboederähnlich. Die säuligen Kristalle sind fast immer parallel der c-Achse gestreift bis gerieft. Parallel- und radialstrahlige (Fig. 213 a) Aggregate sind weit verbreitet. Dichte, massige Ausbildung (Turmalinfels) ist nicht allzu selten. Die Farbe ist außerordentlich variabel, der Farbwechsel läßt oft isomorphe Schichtung erkennen (Fig. 213 b). Dunklere Farben an den Kristallenden (Mohrenköpfe) sind manchmal bemerkbar.

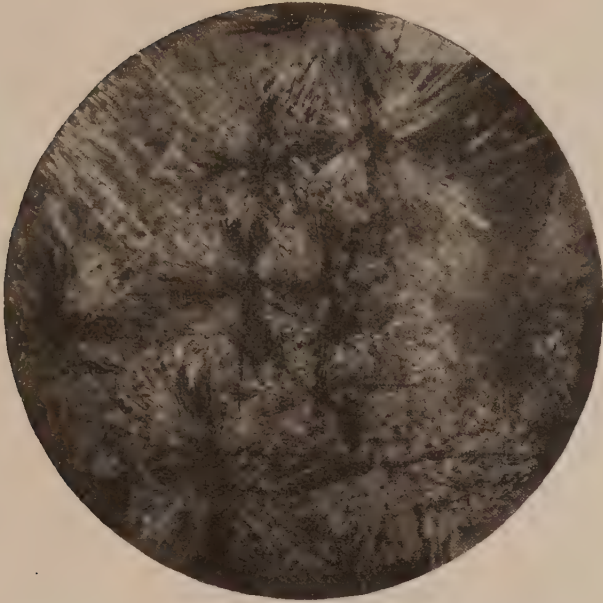


Fig. 213a. Turmalinsonnen aus dem Turmalingranit (sogen. Luxullianit) von Luxullian, Cornwall. Gekreuzte Nicols. 30fache Vergr. Über das schwarze Interferenzkreuz (paralleles Licht) vergl. Fig. 189.



Fig. 213b. Plagioklaspegmatit von Soazza, Misox, mit Turmalinkristallen, welche von innen nach außen einen zonaren Wechsel der Färbung zeigen. Schliff leicht beschädigt, insbesondere an der Peripherie, wo die Kristalle etwas verschoben sind. Nicols nicht gekreuzt. Vergr. 20fach.

Der gewöhnliche Turmalin oder Schörl ist tiefschwarz, undurchsichtig. Daneben treten bräunlichschwarze, hellbraune, bläulichschwarze, blaue, grüne, rote und farblose Turmaline auf in verschiedenen Graden der Durchsichtigkeit. Alle tiefer gefärbten, aber noch durchsichtigen Kristalle sind deutlich pleochroitisch. Die Kristalle sind spröde, daher oft zerbrochen und wieder verkittet. Der Bruch ist halbmuschelig bis uneben splittrig. Der Glanz ist Glasglanz bis pechartiger, stumpfer Glanz. Die prismatische Spaltbarkeit nach $\langle 11\bar{2}0 \rangle$, sowie die rhomboedrische Spaltbarkeit nach $\langle 10\bar{1}1 \rangle$ sind undeutlich und oft gar nicht erkennbar. Die Härte ist 7—7½. Das spezifische Gewicht 3—3,25.

Spezielle physikalische Eigenschaften: Die optischen Verhältnisse sind bereits besprochen worden. Über die Dispersion mögen folgende, am goldbraunen Turmalin von Macomb erhaltenen Daten orientieren:

λ in $\mu\mu$	ω	ϵ	$\omega - \epsilon$
656,3	1,6318	1,6116	0,0202
589,3	1,6348	1,6143	0,0205
526,9	1,6387	1,6176	0,0211
486,2	1,6418	1,6205	0,0213
436,1	1,6469	1,6256	0,0213

Optisch anomale Zweiachsigkeit kann dann und wann konstatiert werden. Als Dielektrizitätskonstanten wurden für $\lambda = 300 \mu$ Werte bestimmt wie: 6,0 bis 6,2 \parallel c-Achse und 6,9 bis 7,3 \perp c-Achse.

Das Reflexionsvermögen im Ultraroten ist variabel. Roter Turmalin von Schaitanka zeigte für Schwingungsrichtungen \parallel c Maxima bei 9,0; 12,75; 14,2; 43; 97 μ ; für die ordentliche Welle ergaben sich Maxima bei 7,70; 10,1; 43 und 82 μ .

Turmalin ist das Mineral, an dem die Pyroelektrizität parallel der polaren c-Achse besonders deutlich erkennbar ist. Ob die bei Temperaturwechsel erkennbaren elektrischen Ladungsphänomene durch Spannungen, also als Piezoelektrizität erklärbar sind oder ob eine zusätzliche wahre Pyroelektrizität notwendigerweise angenommen werden muß, ist bis heute noch nicht entschieden.

Die *Ackermannschen* Daten für die pyroelektrische Konstante γ in absolutem Maß lauten für Turmalin folgendermaßen (q = Querschnitt der Prismen in qmm):

$^{\circ}\text{C}$	Gelbgrüner Turmalin		$^{\circ}\text{C}$	Rosaroter Turmalin		$^{\circ}\text{C}$	Blaugrüner Turmalin	
	$q_1 =$ 1,57 · 1,47 γ	$q_2 =$ 2,34 · 2,08 γ		$q_1 =$ 2,08 · 3,03 γ	$q_2 =$ 5,05 · 2,08 γ		$q_1 =$ 3,98 · 2,12 γ	$q_2 =$ 2,87 · 2,16 γ
— 250	—	0,08		—	0,08		0,04	—
— 185	0,286	0,292		0,300	0,300		0,140	0,145
— 75	0,960	0,987		0,984	0,979		0,634	0,670
— 20	1,198	1,213		1,218	1,221		0,923	0,946
1	1,236	1,251		1,271	1,270		0,995	1,014
18,5	1,268	1,294	21°	1,311	1,316	20°	1,049	1,070
79	1,325	1,349		1,405	1,403		1,162	1,179
99	1,341	1,360		1,425	1,427		1,180	1,195
135	1,372	1,390		1,460	1,461		1,210	1,224
215	1,478	1,501		1,546	1,542		1,261	1,276
305	1,655	1,683		1,725	1,726		1,375	1,387
375	1,86	1,87		1,94	1,94		1,52	1,53

Auch über die magnetische Suszeptibilität liegen viele Bestimmungen vor. In Richtung der c-Achse ist die Suszeptibilität kleiner als in Richtungen senkrecht dazu. An dunkelblauem Turmalin wurden Suszeptibilitäten pro Volumeneinheit bestimmt, die $+85,9 \cdot 10^{-6}$ C-G-S-Einheiten $\parallel c$ betragen, aber $+103 \cdot 10^{-6}$ Einheiten senkrecht dazu (Dichte des verwendeten Turmalins 3,186). Tiefer gefärbter Turmalin, von der Dichte 3,206, ergab die Werte $+111,5 \parallel c$ und $+130 \perp c$.

Turmalinkristalle mit verschiedenen gefärbten Enden weisen am grünen Ende stärkere Suszeptibilität auf als am rosa gefärbten Ende.

Die spezifische Wärme liegt bei gewöhnlicher Temperatur um 0,2.

Für die Ausdehnungskoeffizienten wurden gemessen

$$\begin{aligned} \text{zwischen } 9 \text{ und } 320^{\circ}: \quad \perp c \propto 10^6 &= 3,583 + 0,00898 t; \\ &\parallel c \propto 10^6 = 8,624 + 0,01125 t; \\ \text{anderseits bei } 40^{\circ}: \quad \perp c \propto 10^6 &= 3,79; \\ &\parallel c \propto 10^6 = 9,05. \end{aligned}$$

Die Kompressibilität ist von der Größenordnung $0,00008 \text{ cm}^2/\text{kg}$. Berechnet man die lineare Kompressibilität nach der Formel $\frac{\Delta l}{l} = ap - bp^2$, so erhält man für rosaroten Turmalin folgende Daten $\parallel c$.

Temperatur in C°	a · 10 ⁷	b · 10 ¹²
30°	4,663	2,53
75°	4,661	2,39

Die Elastizitätsfigur parallel einer Symmetrieebene (vergl. „Allgemeine Mineralogie“, S. 287) hat den größten Durchmesser senkrecht zur Hauptachse. Wird der zu dieser Achse unter einem Winkel γ geneigte Radius mit ε_{γ} bezeichnet, so gilt in kg/mm^2 :

ε_0	ε_{45}	ε_{-45}	ε_{90}
16330	17160	15560	25570

Folgende Konstantensysteme bestimmen das elastische Verhalten vollständig:

$$\begin{aligned} s_{11} &= 3,91 \cdot 10^{-10} & s_{33} &= 6,12 \cdot 10^{-10} & s_{44} &= 14,84 \cdot 10^{-10} \\ s_{12} &= -1,01 \cdot 10^{-10} & s_{13} &= -0,16 \cdot 10^{-10} & s_{14} &= +0,57 \cdot 10^{-10} \\ \text{und } c_{11} &= 27,54 \cdot 10^8 & c_{33} &= 16,38 \cdot 10^8 & c_{44} &= 6,80 \cdot 10^8 \\ c_{12} &= 7,04 \cdot 10^8 & c_{13} &= 0,90 \cdot 10^8 & c_{14} &= -0,79 \cdot 10^8 \end{aligned}$$

Aus Untersuchungen von *P. J. Holmquist* scheint hervorzugehen, daß die schwarzen und spezifisch schwereren Turmaline im allgemeinen eine geringere Schleifhärte aufweisen als die einfacher gebauten hellen. Bezogen auf die Schleifhärte der Quarzbasis = 1000 wurden gefunden:

	Spez. Gew.	Schleifhärte auf	
		(0001)	(1010)
1. Schwarzer Turmalin, unbekannter (?schwedischer) Herkunft	3,14	592	556
2. Schwarzer Turmalin, Feiaaren, Norwegen .	3,17	470	—
3. Farbloser Turmalin, Brasilien	3,04	773	—
4. Dunkelgrüner Turmalin, Brasilien	3,12	745	—
5. Schwarzer Turmalin, Brasilien	3,15	701	—
6. Schwarzer Turmalin, Snarum, Norwegen .	3,23	700	—

Vorläufige strukturelle Untersuchungen machen es wahrscheinlich, daß das Raumgitter ein gewöhnlich hexagonales ist. Die Raumgruppen \mathcal{C}_{3v}^1 oder \mathcal{C}_{3v}^2 würden in erster Linie in Betracht kommen. Möglicherweise ist a ungefähr 16,2 Ångströmeinheiten, $c = 7,3$ Å. E.

Spezielle Morphologie: Turmalin kristallisiert trigonal (rhomboedrisch) hemimorph. Wie Seite 451 dargetan, variiert das Achsenverhältnis etwas mit dem Chemismus. Aus dem Achsenverhältnis 1:0,44805 (*Jeroféjew*) berechnen sich folgende Winkel:

$$\begin{array}{ccccc} (0001)/(10\bar{1}1) & (0001)/(1012) & (0001)/(\bar{0}2\bar{2}1) & (000\bar{1})/(21\bar{3}1) & (1010)/(21\bar{3}1) \\ 27^\circ 21' & 14^\circ 30' & 45^\circ 59' & 53^\circ 51' & 40^\circ 16' \end{array}$$

Die säulenförmigen Kristalle (Fig. 214) sind häufig durch Vorherrschen des trigonalen Prismas $\langle 10\bar{1}0 \rangle$ dreiseitig. Doch sind in vielen Fällen die Kanten durch Kombination mit dem hexagonalen Prisma $\langle 11\bar{2}0 \rangle$ oder mit ditrigonalen Prismen abgerundet. Die Kombination $\langle 10\bar{1}0 \rangle$, $\langle 11\bar{2}0 \rangle$ ergibt einen neunseitigen Querschnitt, bei vorherrschendem $\langle 11\bar{2}0 \rangle$ wird der Querschnitt sechseitig. Die Prismenzone ist die wichtigste Wachstumszone. Die Streifung parallel $[0001]$ ist oft eine ausgesprochene. Die Endbegrenzungen sind bei doppelseitig ausgebildeten Kristallen meist deutlich verschieden. Am einen Ende herrscht nicht selten $\langle 0\bar{2}2\bar{1} \rangle$, am anderen Ende wiegen $\langle 01\bar{1}2 \rangle$ mit $\langle 0001 \rangle$ oder $\langle 10\bar{1}1 \rangle$ vor.

Man hat Regeln aufgestellt, die dieses verschiedene Verhalten vom analogen und antilogen Pol zum Ausdruck bringen, doch sind sie nicht uneingeschränkt gültig. Sie bedürfen der Nachprüfung im Einzelfalle. Insbesondere ist die früher geäußerte Vermutung, daß $\langle 10\bar{1}0 \rangle$ sich leicht von $\langle 01\bar{1}0 \rangle$ unterscheiden lasse, unzutreffend. Beide trigonale Prismen treten auf und können ähnlich beschaffen sein. Am meisten charakteristisch für den antilogen Pol ist, daß er viele trigonale Pyramiden der positiven Reihe aufweisen kann, während am analogen Pol meist nur die positive Grundpyramide auftritt. Besonders typische Formen für den antilogen Pol scheinen zu sein: $\langle 4041 \rangle$, $\langle 10\bar{1}2 \rangle$, sowie die meisten ditrigonalen Pyramiden.

Die oben genannten, häufigen Formen können in Wirklichkeit an jedem der zwei Pole auftreten. Die Streifung auf der positiven Grundpyramide geht am antilogen Pol öfters der kurzen Flächendiagonale parallel, das heißt der Kombinationskante mit $\langle 0\bar{2}2\bar{1} \rangle$, während am analogen Pol (wenn überhaupt) fast ausnahmslos die Pyramide nach der Kombinationskante mit der nächst stumpferen negativen Pyramide gestreift ist. Man kommt daher zu folgender Verteilung der wichtigsten Formen:

Analoger Pol	Antilogen Pol		
$\langle \bar{1}0\bar{1}1 \rangle$	$\langle 10\bar{1}1 \rangle$	$\langle 50\bar{5}2 \rangle$	$\langle 32\bar{5}1 \rangle$
$\langle 0\bar{1}1\bar{2} \rangle$	$\langle 01\bar{1}1 \rangle$	$\langle 4041 \rangle$	$\langle 21\bar{3}2 \rangle$
$\langle 0\bar{2}2\bar{1} \rangle$	$\langle 0\bar{2}2\bar{1} \rangle$	$\langle 01\bar{1}2 \rangle$	$\langle 32\bar{5}4 \rangle$
$\langle 21\bar{3}1 \rangle$	$\langle 0001 \rangle$	$\langle 10\bar{1}2 \rangle$	$\langle 12\bar{3}2 \rangle$
$\langle 0001 \rangle$	$\langle 21\bar{3}1 \rangle$	$\langle 1341 \rangle$	$\langle 4047 \rangle$

Dazu kommen als wichtigste Prismen: $\langle 10\bar{1}0 \rangle$, $\langle 11\bar{2}0 \rangle$, $\langle 01\bar{1}0 \rangle$, $\langle 41\bar{5}0 \rangle$.

In der Projektionsfigur (Fig. 215) sind die hauptsächlichsten Wachstumsformen eingetragen, von der sehr großen Zahl individueller Formen sind nur wenige durch Kreuze bezeichnet, um die wichtigeren Zonen

hervortreten zu lassen. Ein Unterschied zwischen analog und antilog ist nicht gemacht, d. h. es sind alle Formen als obere gezeichnet.

Aus der Figur ist ersichtlich, daß zu der Prismenzone einige weitere wichtige Entwicklungszonen hinzutreten, die dartun, daß Turmalin durch-

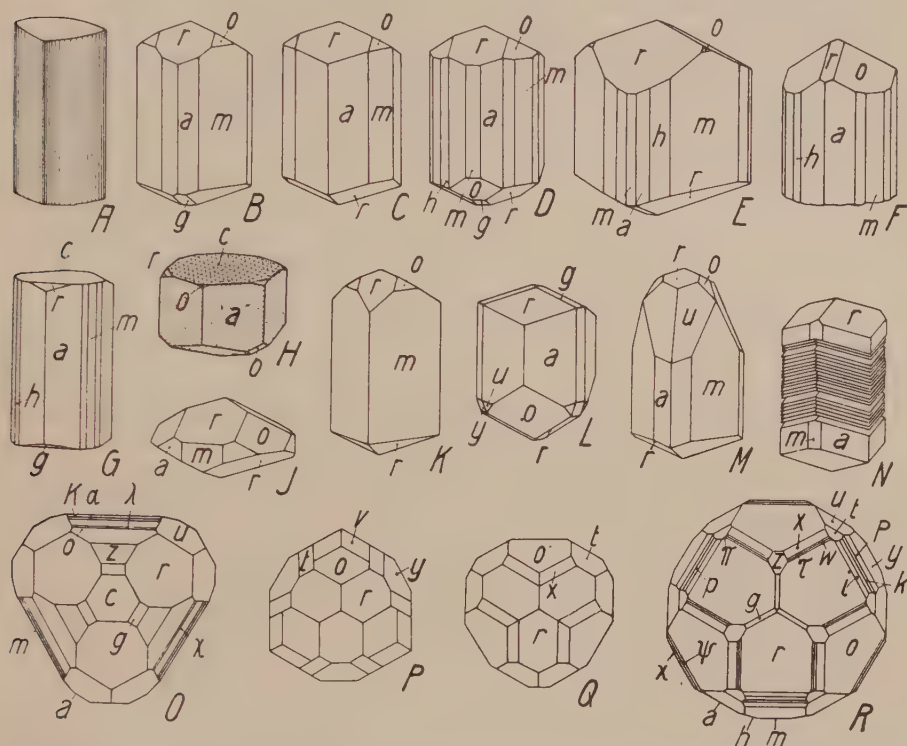


Fig. 25. Habitusbilder von Turmalin. $m\{10\bar{1}0\}$, $a\{11\bar{2}0\}$, $h\{41\bar{5}0\}$, $r\{1011\}$, $i\{20\bar{2}1\}$, $p\{5052\}$, $k\{14\cdot0\cdot14\cdot5\}$, $P\{30\bar{3}1\}$, $y\{40\bar{4}1\}$, $g\{01\bar{1}2\}$, $z\{01\bar{1}1\}$, $o\{0221\}$, $\psi\{03\bar{3}1\}$, $\lambda\{0992\}$, $\chi\{05\bar{5}1\}$, $\alpha\{0\cdot17\cdot17\cdot3\}$, $K\{0\cdot20\cdot20\cdot3\}$, $\tau\{2243\}$, $t\{2131\}$, $x\{12\bar{3}2\}$, $v\{1341\}$, $u\{32\bar{5}1\}$, $w\{3254\}$ (Symbolisierung ohne Berücksichtigung des Hemimorphismus). Fundorte: A, C Alabaschka; B Käringbricka; D Kragerö; E Grönland; F Snarum; G, H, N Elba; J Pierrepont; K, M Arendal; L Andreasberg; O, R Ceylon; P, Q Brasilien. Turmalin ist namentlich als gesteinsbildendes Mineral charakterisiert durch einen sphärisch dreieckigen Querschnitt und die starkgestreifte Prismenzone (A). Die Streifung wird meist durch alternierende Ausbildung von a und m (auch etwa einem ditrigonalen Prisma) erzeugt. a und m bewirken indessen auch einen 9seitigen Querschnitt (B, C), der durch Hinzutreten ditrigonaler Prismen mannigfach abgeändert wird (D, E, F, G, sowie die Kopfbilder O, R). K ist wegen des dreieckigen Querschnittes beachtenswert. Die Hemimorphie ist äußerlich nicht immer deutlich, zumal das in Drusen aufgewachsene Mineral von Natur aus meist nur das eine Ende entwickelt, immerhin kommt an B—E und G—M die Hemimorphie klar zum Ausdruck. Die linsige Ausbildung von J bildet ein interessantes Gegenstück zur säulig-stengeligen der gesteinsbildenden Vorkommnisse. H = Mohrenkopf (schwarz gefärbte obere Basis bei sonst hellen Farben). Aus den Kopfbildern O—R sind die für Turmalin wichtigsten Zonen ersichtlich. Neben der Prismenzone sind es vorab die Zonen $r:m$, $r:o$, $r:g$, bzw. $r:a$. Parallel der letzteren zeigt N eine interessante Riefung.

aus nicht zum extrem stengeligen Typus gehört. Allerdings ist in den Massenebenenserien parallel (0001) röntgenometrisch eine dreifache Unterteilung wahrnehmbar. In der Prismenzone selbst ist $\langle 10\bar{1}0 \rangle$ hie und da stärker gestreift als $\langle 011\bar{0} \rangle$. Auch tritt auf $\langle 10\bar{1}0 \rangle$ öfters noch eine Streifung parallel der Kante mit der unteren Einheitspyramide auf. Doch ist, wie oben betont, eine gleichartige Ausbildung beider trigonalen Prismen nicht allzu selten. $\langle 11\bar{2}0 \rangle$ ist im allgemeinen weniger gestreift als $\langle 10\bar{1}0 \rangle$. Sehr flächenreich ist die Zone $[1\bar{2}10]$ von $\langle 0001 \rangle$ zu $\langle 10\bar{1}0 \rangle$, besonders gegen das Prisma hin. Meist ist (0001) gut glänzend, während das

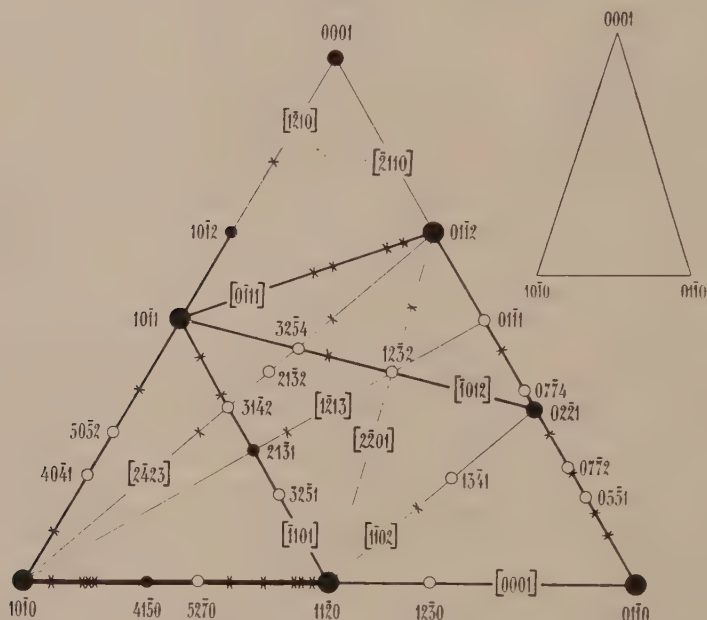


Fig. 215. Die am Turmalin konstatierten Formen lassen der Reihe nach $[0001]$, $[11\bar{2}0]$, $[10\bar{1}2]$ und $[10\bar{1}1]$ als wichtigste Zonen hervortreten.

seltener (0001) eher matt ist. $\langle 10\bar{1}1 \rangle$ ist die gewöhnlichste Pyramide des Turmalins. Durch die Streifungen parallel mit den Kombinationskanten gegenüber $\langle 02\bar{2}1 \rangle$ und $\langle 01\bar{1}2 \rangle$ werden zwei weitere wichtige Zonen charakterisiert. Seltener sind Streifungen parallel der Zone $[1\bar{2}10]$ selbst. Außerdem wurde in Einzelfällen eine Streifung parallel der Kombinationskante mit Flächen des hexagonalen Prismas konstatiert, wodurch die Wichtigkeit dieses Zonenstückes am Turmalin sich bemerkbar macht. $\langle 01\bar{1}1 \rangle$ ist im allgemeinen glänzender und höchstens nach einer Richtung gestreift. Auch andere Flächen dieser Zonen von der Basis zu den Flächen des trigonalen Prismas sind gerne gestreift, beispielsweise die von $\langle 01\bar{1}2 \rangle$ parallel der Schnittkante mit Flächen der Einheitspyramide. $\langle 01\bar{1}1 \rangle$ ist öfters von eigentümlichen Vertiefungen besetzt, die aber kaum Ätzgrübchen

entsprechen. Die flächenreichste Zone am analogen Pol ist die Zone von $\langle 11\bar{2}0 \rangle$ nach $\langle 0\bar{1}1\bar{2} \rangle$. Darin liegt $\langle 2\bar{1}3\bar{1} \rangle$. Die Zone von $(10\bar{1}1)$ nach $(02\bar{2}1)$ ist durch starke Streifung ausgezeichnet. An den flächenreicheren Kombinationen treten immer neben der Prismenzone und der Zone von den trigonalen Prismen zur Basis die Zonen $(10\bar{1}1):(0\bar{1}1\bar{2}) = [0\bar{1}11]$, $(10\bar{1}1):(02\bar{2}1) = [1012]$ und $(10\bar{1}1):(11\bar{2}0) = [1101]$ durch Kantenparallelität deutlich in Erscheinung. Man ersieht daraus, daß $\langle 10\bar{1}1 \rangle$ vielleicht die wichtigste Form des Turmalins ist. Die morphologischen Verhältnisse stempeln das Mineral zu einem Übergangstypus von der isometrischen zu der stengeligen Modalität. Bemerkenswert ist das völlige Zurücktreten der Zone $[10\bar{1}0]$, d. h. der Zone der hexagonalen Pyramiden.

Nicht nur hinsichtlich des Wachstums, sondern auch hinsichtlich der Lösung und Ätzung erweisen sich analoger und antiloger Pol verschieden. Diesbezügliche Abbildungen sind schon der „Allgemeinen Mineralogie“ (S. 675) beigegeben worden.

Chemische Umsetzungen und Vorkommen: Turmalin bildet sich besonders unter der Einwirkung pneumatolytischer Dämpfe und Lösungen. Die Turmalinisierung ist als metasomatischer Prozeß oft mit Erzlagerstättenbildungen hoher Temperaturen verknüpft. Man findet daher Turmalin in Pseudomorphosen nach verschiedenen Mineralien, z. B. Feldspat und Korund. Anderseits werden hydrothermal und durch säkulare Verwitterung Turmaline in Glimmeraggregate, Chlorit und Speckstein umgewandelt. Ein Teil der sogenannten Gigantolithe stellt derartige Pseudomorphosen dar. Die Heimat der Turmaline findet sich in den kieselsäurereichen Tiefengesteinen, den Apliten, Pegmatiten und den kontaktpneumatolytischen metamorphen Gesteinen. Die durchsichtigen Edelturmaline sind vorzugsweise Drusenmineralien. Als Begleiter treten Quarz, Feldspat, Glimmer, Topas, Zinnstein besonders häufig auf. Die große Härte und die chemische Widerstandsfähigkeit haben zur Folge, daß man Turmalin in Trümmersedimenten, Edelsteinseifen, findet. In manchen wenig metamorphen Paragesteinen scheint Turmalin rekristallisiert zu sein.

Die Amphibol- oder Hornblendegruppe

Rhombisch und monoklin

Allgemeine chemische Übersicht: In bezug auf die chemische Komplexheit weisen die Amphibole oder Hornblenden enge Verwandtschaft mit den Glimmern auf.

Man kann die drei wichtigen Gruppen gesteinsbildender Mineralien: Pyroxene—Amphibole—Glimmer in eine Reihe ordnen, mit folgenden Kennzeichen der einzelnen Glieder:

1. Pyroxene: relativ einfach zusammengesetzt, meist völlig wasserfrei, in einzelnen Gliedern kalkreich. Die Alkalipyroxene sind vorwiegend Natronpyroxene. Der Tonerdegehalt ist nur in einzelnen Gliedern erheblich.
2. Amphibole: chemisch komplex, oft wasser- und fluorhaltig, die Moleküle sind also bereits zum Teil hydrolysiert, ohne daß H_2O unbedingt vorhanden sein muß. Die kalkreichsten Glieder sind an CaO ärmer als entsprechende Glieder der Augite. Der Tonerdegehalt ist oft ein recht erheblicher. Alkalien sind recht häufig zugegen, doch kann bei Natronvormacht K_2O immerhin in bemerkenswerten Mengen auftreten.
3. Glimmer: chemisch sehr komplex, stets wasser- oder (und) fluorhaltig. Die Moleküle sind zum Teil weitgehend hydrolysiert. Die Biotite sind kalkarm oder kalkfrei und stets tonerde- oder (und) ferrihaltig. In weitaus den meisten Fällen besitzen sie Kalivormacht.

Dieser Reihenbeziehung entspricht recht häufig das Auftreten in der Natur. Mit sinkender Temperatur und zunehmendem Gehalt an leichtflüchtigen Substanzen und an Alkalien treten bei der Kristallisation aus dem Magma oft an Stelle der Pyroxene die Hornblenden und später an Stelle der Hornblenden die Glimmer. Die Reihe Gabbro (vorwiegend Augit¹⁾) \rightarrow Diorit oder Syenit (vorwiegend Hornblende) \rightarrow Granit (vorwiegend Biotit) demonstriert im großen, was im Einzelgestein oft im kleinen beobachtet werden kann. Auch hydrothermal werden Augite (Hydrolyse!) recht häufig in Hornblenden umgewandelt.

Die Grundmoleküle der Amphibole sind wie bei den Augiten Moleküle von der Form $[SiO_4 \cdot SiO_2]R^{II}_2$. Vermutlich sind sie stark polymerisiert (siehe „Allgemeine Mineralogie“, S. 489), doch soll im folgenden die einfache Schreibweise benutzt werden. Auch Moleküle von der Form $[SiO_4 \cdot SiO_2]^{Al}_{(Na, K)}$ und $[SiO_4 \cdot SiO_2]^{Fe}_{(Na, K)}$ sind in manchen Hornblenden zweifellos vorhanden. Dazu kommt nun, daß infolge der Hydrolyse, insbesondere der Mg-Silikate, H an Stelle von R^{II} , eventuell auch an Stelle von Na treten kann. F ersetzt Sauerstoff und kann vielleicht seinerseits wieder durch (OH) vertreten werden. Versucht man jedoch, die Hornblenden auf diese Moleküle zu berechnen, so erkennt man sehr bald, daß dies nur in einigen Fällen und nur bis zu einem gewissen Grad möglich ist. Man wird häufig finden, daß zu wenig Kieselsäure und zu viel Sesquioxyde ($Al_2O_3 + Fe_2O_3$) vorhanden sind, d. h., der Kieselsäuregehalt reicht zur Bildung von Silikaten $[SiO_4 \cdot SiO_2] \cdots$ nicht aus, und die Alkalien sind nicht selten molekular in bedeutend geringeren Quantitäten anzutreffen, als die dreiwertigen Oxyde. Andererseits gibt es Amphibole, bei denen die Alkalien molekular über die Sesquioxyde dominieren. Naturgemäß kann man bei der großen Gesamtvariabilität diese Beobachtungstatsachen in verschiedener Weise interpretieren.

In der Tat sind gerade in der letzten Zeit eine Reihe von Arbeiten erschienen, die sich voneinander nur durch die Interpretation dieser Abweichungen unterscheiden, ohne für ihre Auffassungen irgend einen Beweis geben zu können. Die primitivste Auffassung ist die, daß Al_2O_3 , Fe_2O_3 , eventuell Aluminate direkt mit den Silikaten Mischkristalle bilden können. Richtig daran ist lediglich, daß Al_3 und Fe_3 (wie in

¹⁾ Immer neben Feldspäten, die im Gabbro kalkreich, im Syenit und Granit alkalireich sind.

der Pyroxengruppe) SiR^{II} bis zu einem gewissen Grade ersetzen können. Da immer der Silikatanteil das Wesentliche ist, erscheint es wohl zweckmäßiger, Moleküle $\left[\text{SiO}_4 \cdot \text{AlO}_2\right]_{\text{R}^{\text{II}}}^{\text{Al}}$ anzunehmen, wie das schon *Tschermak* getan hat. Damit wird von vornherein zum Ausdruck gebracht, daß sich nur ein Teil des Si durch Al, bzw. Fe ersetzen läßt. Führt man nun derartige Moleküle zur Analysenberechnung hinzu, so sind immer noch viele Hornblenden durch Mangel an SiO_2 ausgezeichnet, besonders dann, wenn H_2O mitberücksichtigt wird. Eine direkte Beimischung von Oxyden oder Aluminaten erscheint sehr wenig wahrscheinlich. Am natürlichsten ist die Annahme, daß, wie bei den Glimmern, auch hier kiesel säure arme Moleküle auftreten. Ob man sie als $\left[\text{SiO}_4\right]_{\text{R}^{\text{II}}_2}^{\text{Al}}$, $\left[\text{SiO}_4\right]_{\text{Na}}^{\text{Al}}$, $\left[\text{SiO}_5 \cdot \text{SiO}_2\right]_{\text{CaNa}}^{\text{Al}}$ oder allgemein als $\left[\text{SiO}_5 \cdot \text{SiO}_2\right]_{\text{R}^{\text{I}}_2}^{\text{Al}}$ in Rechnung stellt, ist natürlich gleichgültig. Sie sind gegenüber den Molekülen $\left[\text{SiO}_4 \cdot \text{SiO}_2\right]_{\text{R}^{\text{II}}_2}$, $\left[\text{SiO}_4 \cdot \text{SiO}_2\right]_{(\text{Na}, \text{K})}^{(\text{Al}, \text{Fe})}$, $\left[\text{SiO}_4 \cdot \text{AlO}_2\right]_{\text{R}^{\text{II}}}^{\text{Al}}$ immer nur in geringen Mengen vorhanden, da das Manko an SiO_2 nie sehr groß ist. Unzweifelhaft muß in gewissen Fällen, nämlich bei Mangel an Sesquioxyden und bei Alkalianwesenheit, angenommen werden, daß $\left[\text{SiO}_4 \cdot \text{SiO}_2\right]_{\text{R}^{\text{II}}_2}$ auch durch $\left[\text{SiO}_4 \cdot \text{SiO}_2\right]_{\text{Na}_4}$ oder $\left[\text{SiO}_4 \cdot \text{SiO}_2\right]_{\text{H}_4}^{\text{Na}_2}$ ersetzt wird. Bedenkt man, wie allgemein verbreitet in den Hornblenden H und F sind, erinnert man sich, daß Mg, Fe, Ca (untergeordnet auch Mn) für R^{II} in Betracht kommen, während R^{III} vorwiegend Al oder Fe und R^{I} vorwiegend Na, aber auch K und Li ist, so versteht man die große Variabilität innerhalb dieser Gruppe. Sie prägt sich naturgemäß auch den optischen Verhältnissen auf; und da man ein und dieselbe Analyse auf verschiedene Moleküle berechnen kann, können auch bauschalchemisch sehr nahe verwandte Mineralien optisch verschieden sein. Unter Berücksichtigung der optischen Verhältnisse sollte es möglich sein, etwas Näheres über die Einzelmischkristalle auszusagen. Allein die Zahl der Amphibole, die gleichzeitig chemisch und optisch gut untersucht wurden, ist noch zu gering.

In der Tabelle auf Seite 462ff. sind einzelne Analysen und die zur gleichen Probe gehörigen optischen Bestimmungen zusammengestellt. Natürlich ist das nur eine kleine Auswahl der Gesamtvariabilität. Eine Diskussion der Tabelle soll Hauptgesetzmäßigkeiten hervorheben:

I. Alkali- und tonerdearme Amphibole

1. Rhombische Hornblenden

Die rhombisch kristallisierenden Hornblenden sind durchwegs kalkarm, also im wesentlichen Mg-Fe-Silikate. Der H_2O -Gehalt ist wechselnd und ebensowenig wie der Fe-Gehalt von Bedeutung. Hauptzusammensetzung: $[\text{SiO}_4 \cdot \text{SiO}_2]_{(\text{Mg}, \text{Fe})_2}$ mit geringen Beimengungen des Moleküls $\left[\text{SiO}_4 \cdot \text{AlO}_2\right]_{(\text{Mg}, \text{Fe})}^{\text{Al}}$. Synthetisch hergestelltes, reines Mg-Silikat besitzt $n_\alpha = 1,584$; $n_\gamma = 1,597$; bei einem spezifischen Gewicht von 2,857. Die spezifische Wärme der Hornblenden liegt bei Zimmertemperatur um 0,20. Die natürlichen rhombischen Hornblenden sind als Anthophyllite in verschiedenem Grade eisenhaltig.

	1	2	3	4	5	6	7	8
	Anthophyllit Orijärvi	Ferro- Anthophyllit Idaho	Grünert bis Cumingtonit Grythytt, Schweden	Grünert Collobrières	Grammatit Richville, N. Y.	Grammatit Lee, Mass.	Grammatit Russell, N. Y.	Aktinolith Grythytt, Schweden
SiO ₂	50,10	49,30	51,96	47,17	57,45	57,69	56,36	57,32
TiO ₂	0,73					0,14	0,06	
Al ₂ O ₃	7,35	1,30	0,44	1,00	1,30	1,80	1,88	0,51
Fe ₂ O ₃	0,00	2,15	0,39	1,12	0,18	0,00	0,61	0,68
FeO	22,86	30,50	22,51	43,40	0,22	0,55	1,01	5,89
MnO	0,25	3,48	7,65	0,08	0,07	Spur	0,04	0,60
MgO	16,64	10,73	9,87	2,61	24,85	24,12	22,97	21,43
CaO	0,60	0,66	4,98	1,90	12,89	13,19	12,82	11,18
Na ₂ O	0,54	n. b.	n. b.	0,47	0,67	0,48	0,94	n. b.
K ₂ O	0,00	n. b.	n. b.	0,07	0,54	0,22	0,74	n. b.
H ₂ O+	1,15	2,13	2,17	2,22	1,16	1,56	1,72	2,51
H ₂ O ⁻		0,18		— ^o	0,09	0,10		
F	V ₂ O ₅ = 0,09		CO ₂ = 0,14	0,07	0,77	0,37	1,23	
Summe	100,31	100,43	100,11	100,11	100,19	100,22	100,38	100,12
Spez. Gew.	3,17	3,24	3,34	3,518	2,997	2,980		3,02
n _α	—	1,668	1,650	1,672	1,5992	1,6022		1,613
n _β	1,653	—	1,670	1,697	1,6132	1,6192		1,628
n _γ	1,676	1,685	1,685	1,717	1,6246	1,6347		1,640
n _γ - n _α	—	0,017	0,035	0,045	0,0254	0,0325		0,027
2 V	groß	groß	81°	82°	83° 23'	86° 29'		83°
c/n _γ	rhom- bisch	rhom- bisch	15°	10—11°	20° 1'	16° 38'		15° 30'
Absorption $\left\{ \begin{array}{l} n_{\alpha} \\ n_{\beta} \\ n_{\gamma} \end{array} \right.$	$\left. \begin{array}{l} \text{im} \\ \text{Dünn-} \\ \text{schliff} \end{array} \right\}$		blaß- bräun- lich grün		$\left. \begin{array}{l} \text{farblos} \\ \text{farblos} \end{array} \right\}$		$\left. \begin{array}{l} \text{farb-} \\ \text{los} \end{array} \right\}$	
			tief bräun- lich grün					

9	10	11	12	13	14	15	16	17
Aktinolith Greiner, Tirol	Aktinolith Krageö, Schweden	Hellgrüne Horn- blende, N. York	Pargasit, Pargas	Hornblende Grenville, Canada	Pargasit, Pargas	Hornblende, Hornblendit U. Engadin	Hornblende, Schiefer Gothard	Bas. Hornblende Lukow
56,25	51,85	54,75	48,38	45,79	43,90	44,53	42,73	39,60
	1,26		0,05	1,20	0,70	1,45	1,37	2,50
1,24	4,36	2,23	10,83	11,37	12,52	11,11	22,73	18,51
0,78	2,58	0,85	0,76	0,42	0,38	5,03	3,17	5,50
5,50	5,46	1,49	1,56	0,42	5,95	3,83	7,62	2,26
0,48	0,35	0,15	0,04	0,39	n. b.	n. b.	n. b.	0,74
21,19	19,48	22,54	20,78	21,11	18,91	18,78	8,59	14,11
12,08	10,60	11,36	12,24	12,71	12,69	11,26	9,64	12,57
0,19	2,15	2,40	2,69	2,51	1,34	1,75	2,18	2,58
0,28	0,35	1,10	1,38	1,69	1,30	0,87	0,98	1,87
1,81	1,21	2,16	0,91	0,67	0,51	1,10	0,97	0,26
	0,13				0,10	0,14	0,06	
0,04	0,46	0,85	1,82	2,76	2,29		Spur	0,10
99,84	100,24	99,88	101,44	101,04	100,59	99,85	100,04	100,60
3,047	3,1	3,03	3,095	3,1	3,186	3,09	3,13	3,21
1,6139	1,6280	1,602	1,6158	1,6142	1,6329			1,677
1,6297	1,6442	1,613	1,6205	1,6180	1,6380			1,687
1,6410	1,6547	1,624	1,6353	1,6332	1,6519			1,697
0,0271	0,0267	0,022	0,0195	0,0190	0,0190			0,020
79° 49'	76° 58'	86°	59°	52°	63° 01'			ca. 75° ^a
16° 31'	13° 35'	19½°	27°	27½°	26° 15'	20—21°		3°
noch fast farblos im Dünnschliff	blaß- braun hellgrün			braunrot $n_{\gamma} = n_{\beta} \cdot n_{\alpha}$		grau- grün gelblich- grün grau- grün	in Braun pleo- chroi- tisch	

	18	19	20	20 a	21	22	23	24
	Basaltische Hornblende Böhmen	Hornblende Alkalibasalt? Kilimanjaro	Basaltische Hornblende San Mayens	Kaersutit Linosa	Hornblende Vesuv	Gewöhnliche Hornblende Granit, Butte	Hornblende Canada	Hornblende Somma, Vesuv
Si O ₂	39,95	41,97	39,17	40,85	41,50	45,73	43,76	39,48
Ti O ₂	1,68	4,20		8,47	2,42	1,43	0,78	0,30
Al ₂ O ₃	17,58	12,59	14,37	9,89	6,60	6,77	8,33	12,99
Fe ₂ O ₃	7,25	4,69	12,42	8,85	12,32	4,94	6,90	7,25
Fe O	2,18	5,80	5,86	3,96	5,30	10,39	10,47	10,73
Mn O	Sp.	n. b.	1,50	0,12		0,54	0,50	1,00
Mg O	14,15	14,20	10,52	12,47	15,89	12,32	12,63	11,47
Ca O	11,96	11,99	11,18	12,16	11,70	11,25	9,84	12,01
Na ₂ O	3,16	3,17	2,48	2,01	2,33	0,77	3,43	1,70
K ₂ O	1,98	1,63	2,01	0,63	1,85	1,22	1,28	2,39
H ₂ O+	0,41	0,26	0,40	0,19	0,37	2,29	0,65	0,76
H ₂ O ⁻		n. b.				0,49	0,10	0,12
F	0,03	n. b.		0,28	0,45	0,28	1,82	0,05
	Ni O = 0,13			Ni O = 0,10		P ₂ O ₅ = 0,35 (Apatit!)		
Summe	100,46	100,50	99,91	99,98		98,77	100,49	100,25
Spez. Gew.	3,226	3,213	3,26				3,29	3,283
n _α		1,675		1,692				
n _β	1,692	1,691		1,730			1,67	1,68
n _γ		1,701		1,760				
n _γ —n _α		0,026	0,0312	0,068	0,014			
2 V			72°	79° 54'				
e/n _γ	1° 12' (spitz)	12°	0—2°		30°		33° 20'	
Absorption {	n _α	hell- gelb- grün	orange		hell- gelb		oliv- grün	oliv- grün
	n _β	orange			gelb- lich- blau			
	n _γ	dunkel- rot- braun	braun- orange		grün- lich- gelb		dunkel- blau- grün	dunkel- blau- grün

24 a	25	25 a	26	27	28	28 a	29	29 a
Schwarze Hornblende Edenville	Alkali- Hornblende Foyait, Ditró	Barkevikitische Hornblende Madagaskar	Barkevikit Vermont	Barkevikit New Jersey	Katophorit Azoren	Laneit Madagaskar	Hudsonit New York	Hudsonit Madagaskar
41,99	37,69	37,48	38,04	39,10	45,53	47,80	36,86	39,75
1,46	5,67	3,98	1,06	2,13	2,96	1,83	1,04	1,05
11,62	13,41	7,78	13,50	7,61	4,10	1,57	12,10	11,31
2,67	6,33	10,96	6,21	5,72	9,35	12,66	7,41	4,92
14,32	10,43	10,42	15,85	25,49	23,72	20,45	23,35	22,70
0,25	0,43	0,44	1,21	0,56	n. b.	0,38	0,77	4,10
11,17	8,61	8,80	7,26	3,23	2,46	0,72	1,90	2,82
11,52	10,97	14,20	12,42	8,99	4,89	4,60	10,59	8,45
2,49	3,66	2,70	3,21	1,53	6,07	5,75	1,20	0,82
0,98	2,33	1,73	1,68	2,02	0,88	1,62	3,20	1,15
0,61	—	0,54	0,48	2,88		0,93	1,30	1,50
0,08	—	0,16		0,34		0,29		0,85
0,80	—	0,57				0,91	0,27	
99,96	99,53	99,76	100,92	99,60	99,96	99,51	99,99	99,42
3,285	3,319	3,297	3,518	3,44		3,54		3,396
1,6583	1,6962							
1,6701							1,71	
1,6789	1,7147							
0,0206	0,0185							
81° 42'	klein		2 E = 70—80°			klein		fast 0°
23° 48'	11°		Ausl.- schiefe auf (110) = 12°	12°		30—60°	9°	
	gelb			blaß		bräun- lich- gelb	hell- oliv- grün	blaß- gelb
hell- bräun- lich grün	dunkel- grün	Pleochr. in Braun	Pleochr. von grün, blau- gelb in Schwarz	bräun- lich grün grün- lich- braun tief gelb- lich- braun		röt- lich- violett	gelb- lich- grün	oliv- grün
dunkel- grün	grün ins Violett					bräun- lich- gelb	blau- grün	meer- grün

	30	31	32	33	34	35	35 a	35 b
	Hastingsit Foyait, Almunge	Gastaldit Piemont	Glaukophan bis Crossit, Wallis	Glaukophan bis Crossit, Wallis	Crossit Kalifornien	Holmquistit Utö	Rhodusit Rhodesia	Krokydolith Salzburg
SiO ₂	37,49	58,55	52,76	54,55	55,02	60,45	55,06	56,71
TiO ₂	0,86		1,00	2,73		Spur		
Al ₂ O ₃	10,81	21,40	6,80	5,99	4,75	7,70	0,49	2,38
Fe ₂ O ₃	7,52	9,04	10,38	11,63	10,91	9,68	15,48	14,70
FeO	25,14		8,45	9,13	9,45	4,38	7,40	7,60
MnO	0,95	—		0,21	Spur			
MgO	1,34	3,92	9,38	5,56	9,30	12,12	11,49	9,62
CaO	9,77	2,03	2,25	2,33	2,38		0,98	
Na ₂ O	2,06	4,77	7,20	5,08	7,62	1,12	6,38	5,42
K ₂ O	1,91		1,11	0,72	0,27	0,54	0,80	0,57
H ₂ O+	2,01		0,44	1,63		2,28	1,98	3,69
H ₂ O ⁻			0,08	0,22		0,09		
F						0,43		
						Li ₂ O = 2,13		Quarz wohl mit- analysiert
Summe	99,86	99,71	99,85	99,78	99,70	100,92	100,06	100,69
Spez. Gew.		3,044	3,16					3,20
n _α		1,630						
n _β		1,646						
n _γ		1,648						
n _γ — n _α	sehr klein	0,018						0,006
2 V	sehr klein (neg.)	42°				2E = 67° (negativ)		
c/n _γ	35—41°	4—8°				2—3°		c/n _α = 8—11°
Absorption	n _α	gelb- grün	gelb- lich- grün		farblos bis grünlich oder gelbgrau	sehr hell- grüngelb		grünblau
	n _β	blaß- grün	röt- lich- violett		himmel- blau bis dunkel- blau	violett		hellgelb
	n _γ	grün	schön blau		grau- violett	himmel- blau		blau- violett

36	37	38	38 a	38 b	39	40	41	42
Krokydolith Pennsylvanien	Osannit Portugal	Riebeckit Evisa, Korsika	Riebeckit Madagaskar	Torendrikit Madagaskar	Speziait Piemont	Arfvedsonit Grönland	Imerinit Madagaskar	Na-Riebeckit Långban
51,62	47,57	49,70	48,40	52,52	36,21	47,08	53,73	56,01
Ti ₂ O ₃	0,55	0,65	0,78	0,57			0,41	
= 2,27								
0,92	—	2,00	3,60	2,59	0,79	1,44	2,72	0,14
18,36	17,58	13,14	14,70	12,95	34,57	1,70	4,72	2,14
10,93	22,09	21,16	18,39	5,51	3,56	35,65	4,70	
	0,81	0,43	0,18	0,73	0,67			5,81
5,92	0,22	Spur	0,43	14,74	7,87		20,60	20,99
0,48	1,14	0,20	2,00	3,86	10,53	2,32	2,73	8,29
5,62	7,62	8,54	7,56	4,51	4,08	7,14	7,42	3,69
0,66	1,15	2,15	1,96	1,43	0,93	2,88	1,82	0,47
2,57	1,12	1,90	0,76	0,41	} 0,50	2,08	0,85	1,94
1,04	0,16	0,15	0,05					
		0,17	1,35	0,09			0,92	0,18
100,39	101,01	100,19	100,08	99,91	99,71	100,29	100,62	99,66
		3,40	3,390	3,21				3,044
1,64–1,65						} hoch		1,615
1,65								1,629
1,66								1,637
			stark	stark		sehr schwach		0,022
	groß (negativ)		um 40° (+)	groß (±)		groß	negativ	69°
	3–5° n _α /c = 1°		n _α /c = – 5°		23–24°	c/n _α = 10–14°	45°	17°
gelb	dunkel- stahlblau, grünblau		tief- indigo- blau	meer- blau	smaragd- grün	grünblau	grüngelb	farblos
grün	hell- grünlich- gelb		blau	violett	gelblich- braun	graublau	blau- violett	} orange
blau	dunkel- graugrün bis braun		grünlich- gelb	braun- gelb- lich	azurblau	grünlich- gelb	grünblau	

Mit zunehmendem Eisengehalt steigt die Lichtbrechung bis über 1,65 für n_β . Auch die Doppelbrechung nimmt im allgemeinen anfangs etwas zu. Die optische Orientierung ist gegeben durch $n_\alpha \parallel a$, $n_\beta \parallel b$, $n_\gamma \parallel c$. In den erheblich Fe-haltigen Gliedern der Mischkristallreihe ist in (010) n_γ die spitze Bisektrix. In Mg-reichen Anthophylliten ist n_α spitze Mittellinie. Der Achsenwinkel ist relativ groß, meist zwischen 70 und 90°. Im Dünnschliff sind die Kristalle farblos oder schwach in Gelblichbraun bis Grünlichgelb pleochroitisch. Als normale, mittlere Anthophyllite kann man die Glieder bezeichnen mit:

$n_\alpha = 1,6195$	$n_\beta = 1,6301$	$n_\gamma = 1,6404$	$n_\gamma - n_\alpha = 0,0209$	$2V = 89^\circ$ oder
$n_\alpha = 1,633$	$n_\beta = 1,642$	$n_\gamma = 1,657$	$n_\gamma - n_\alpha = 0,024$	$2V = 80^\circ$ Opt. +

Der eigentliche Ferro-Anthophyllit (siehe Nr. 2 der Tabelle auf Seite 462) hat bei hoher Lichtbrechung ($n_\beta = 1,67$ bis 1,68) wieder etwas geringere Doppelbrechung.

Die meist eisenarmen, aber etwas tonerdehaltigen Gedrite sind, wie die reinen Mg-Silikate, optisch negativ, jedoch mit großem Achsenwinkel.

n_β liegt um 1,6 bis 1,64; die Doppelbrechung ist von der Größe 0,02. Die Orientierung der Indikatrix ist die gleiche wie bei Anthophyllit. Auch findet man um n_α die Dispersion $\rho > \nu$, um n_γ also $\rho < \nu$ gerade wie bei Anthophyllit.

2. Monokline Hornblenden

A. Grünerit-Cummingtonitreihe

Grünerit und Cummingtonit sind Ca-arme Hornblenden. Grünerit ist nahezu reines Fe-Silikat, die Cummingtonite enthalten Mg und Fe in wechselnden Mengen.

Auch hier steigen mit zunehmendem Eisengehalt Lichtbrechung, Doppelbrechung und spezifisches Gewicht an. Für Mischkristalle mit ca. Mg : Fe = 1 : 1 und für reinen Grünerit lassen sich folgende Daten berechnen:

	n_α	n_β	n_γ	$n_\gamma - n_\alpha$	Spez. Gewicht
Cummingtonit Mg : Fe = 1 : 1	1,648	—	1,678	0,030	3,27
Grünerit $[\text{SiO}_4 \cdot \text{SiO}_2]\text{Fe}_2$	1,681	1,703	1,726	0,045	3,56

Die Auslöschungsschiefe c/n_γ auf (010) ist wenig variabel, von ca. 10—11° in Grüneriten, bis zu maximal 20° in Mg-Fe-haltigen Cummingtoniten. Bis zu ca. 50 Molekularprozenten Mg-Silikat ist n_α spitze Bisektrix mit $2V = 80$ — 90° . Die Mg-reicheren Cummingtonite scheinen bei großem Achsenwinkel optisch positiv zu sein ($n_\gamma =$ spitze Bisektrix). Wiederum ist (010) Achsenebene. Meist ist die Dispersion $\rho < \nu$ nur schwach. Wie die Analysen zeigen, enthalten diese Fe-Mg-Amphibole oft bereits ziemlich viel H_2O .

B. Grammatit-Aktinolithgruppe

In diese Gruppe rechnen wir die kalkhaltigen, alkali- und tondearmen, monoklinen Hornblenden. Die Formel des Grammatites, der auch Tremolit¹⁾ genannt wurde, wird gewöhnlich geschrieben als $[\text{SiO}_4 \cdot \text{SiO}_2]_2 \text{Mg}_3^{\text{Ca}}$. Fast stets ist jedoch ein Teil des Mg durch H_2 ersetzt, viele Analysen stimmen gut mit $[\text{SiO}_4 \cdot \text{SiO}_2]_4 \text{Mg}_6 \text{H}_2^{\text{Ca}_2}$ überein.

¹⁾ In der Tremolaschlucht am Gotthard kommt jedoch das Mineral nicht vor (Fundortsverwechslung).

Da gegenüber Diopsid Grammatit fast stets Mg-reicher ist, geht man zweckmäßig von der Verbindung mit $\text{Ca}:\text{Mg} = 1:3$ aus und denkt sich einen Teil des Mg durch H_2 , eventuell Ca, ersetzt.

Für relativ reinen, farblosen Grammatit erhält man die Daten:

$n_\alpha = 1,60$ $n_\beta = 1,62$ $n_\gamma = 1,625-1,63$ $2V = 83-88^\circ$, optisch negativ.

e/n_γ auf (010) = $13-20^\circ$ im stumpfen Winkel β . (010) ist optische Achsen-ebene wie bei den meisten Hornblenden (Fig. 216). Die nicht sehr starke Dispersion wird zu $\rho < \nu$ angegeben¹⁾. Manche blaßgefärbten Hornblenden mit $2V = 70-88^\circ$ zeigen $\rho > \nu$ und eine Lichtbrechung von $1,63-1,67$. Sie leiten zu den gewöhnlichen, grünen Hornblenden über.

In den Aktinolithen oder den Strahlsteinen ist ein Teil des Mg durch Fe ersetzt. Mit zunehmendem Eisengehalt wächst im allgemeinen die Lichtbrechung, ohne daß die Doppelbrechung sich wesentlich ändert. Vielleicht nimmt sie etwas ab. Die Auslöschungsschiefe auf (010) wird kleiner, ebenso der Winkel der optischen Achsen.

Eine Färbung wird bemerkbar mit dem Pleochroismus:

n_α	n_β	n_γ
grünlichgelb	gelblichgrün	grün
blaßgelb	blaßgelb	grün
blaßbraun	blaßbraun	hellgrün

Grammatit und Aktinolith sind recht gerne faserig als sogenannter Asbest ausgebildet (Hornblendasbest im Gegensatz zu Serpentinasbest). Amianth oder Byssolith heißen die feinen, seidenartigen Fasern, die manche Kristalldrusen bedecken. Bergkork und Bergleder, sowie Bergholz sind bräunliche bis graue, poröse Aggregate. Der Nephrit ist ein blaßgrünes, außerordentlich dichtes, zähes, verfilztes Aggregat von solchen Hornblendefasern. Smaragdit (gras- bis smaragdgrün) und Uralit (hell- bis dunkelgrün) sind aktinolithische Hornblenden, die sich aus Augiten gebildet haben. Wie die Analysen zeigen, enthalten bereits die verschiedenen Glieder dieser Gruppe kleine Mengen von Sesquioxiden und Alkalien, sowie manchmal erhebliche Mengen von Fluor. Sie sind somit nur Endglieder der Gruppe der gewöhnlichen Hornblenden.

II. Sesquioxidhaltige Amphibole, relativ arm an Alkalien

Gruppe der gewöhnlichen, basaltischen und pargasitischen Hornblenden

A. Eisenarme Hornblenden

Nr. 11 der Tabelle (hellgrüne Hornblende von New York) schließt sich den Aktinolithen direkt an. Eine besondere Gruppe bilden die grünen bis pechschwarzen Pargasite. Sie sind Al- und Fe-reich; Moleküle $[\text{SiO}_4 \cdot \text{AlOF}_2]_{\text{Mg}}^{\text{Al}}$ sind relativ reichlich vertreten. Auch die Alkalien sind vorhanden, und die Kieselsäure reicht zumeist nicht ganz aus zur „Metasilikatbildung“.

Bei einem mittleren Brechungsindex von $1,61-1,65$ ist die Doppelbrechung um $0,019-0,022$ gelegen, also eher kleiner als bei Grammatit. (010) ist Achsen-ebene.

¹⁾ Die eine optische Achse zeigt geringe Dispersion, die andere ist stärker dispergiert. Diese mit der monoklinen Symmetrie in Zusammenhang stehenden Erscheinungen kann man in verschiedenem Maße in der ganzen Amphibolgruppe erkennen.

c/n_γ ist 25—28° (Fig. 216). Der Achsenwinkel der optisch positiven Kristalle liegt um 60° (Dispersion gering). Es hat aber gegenüber Grammatit 2 V um n_α zugenommen, die Auslöschungsschiefe auf (010) ist größer geworden. Der im allgemeinen nicht sehr starke Pleochroismus liegt in Grün, seltener in Braunrot.

n_α	n_β	n_γ
grünlichgelb	smaragdgrün	grünlichblau
blaßgrün	grünlich	dunkelgrün

An die Pargasite schließen sich die gewöhnlichen, grün-schwarzen Hornblenden vieler eruptiver und metamorpher Gesteine an. Sie enthalten oft bereits ziemlich viel zwei- und dreiwertiges Eisen, doch überwiegt Al weit über Fe^{+++} und Mg über Fe^{++} .

Die optische Orientierung ist bestimmt durch die Angaben: (010) = Achsenebene; $n_\gamma = 11\text{—}22^\circ$ im stumpfen Winkel β (Fig. 215). Optisch positiv oder negativ. 2 V = 45—90°, oft um 70° (oft $\rho \gg v$), $n_\gamma - n_\alpha$ um 0,02. Die Lichtbrechung liegt häufig in den Grenzen 1,65—1,69, namentlich bei Kristallen in Amphiboliten. Der Pleochroismus variiert etwas, besonders eisenreichere Glieder (mit etwas Alkalien) zeigen blaugrüne Töne. Als Beispiele für den Pleochroismus mögen folgende Farben genannt sein:

n_α	n_β	n_γ	n_γ/c
leicht grünlichgelb	olivgrün	oliv- bis leicht blaugrün	11°
hellgelb	grün ins Bräunliche	olivgrün	14°
hellgelb	grün ins Bräunliche	grün ins Bläuliche	16°
hellgrünlichgelb	grün ins Bräunliche	olivgrün	14°
hellgelblich	grün ins Bräunliche	olivgrün	16°
gelbgrüngrau	grüngrau	blaugrüngrau	18°
blaßgrün	grün	dunkelgrün	
gelbgrün	braungrün	braunschwarz	

Mit dem Gehalt an Eisen nimmt die Lichtbrechung meist zu, 2 V wird kleiner. Daß auch gewöhnliche grüne Hornblenden relativ eisenreich sein können, zeigt folgendes Beispiel aus einem Amphibolit des niederösterreichischen Waldviertels:

SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	$\text{H}_2\text{O}+$
42,73	1,85	11,24	4,10	14,56	0,17	8,75	13,98	1,10	1,08	0,51.

c/n_γ um 15°, stark von λ abhängig. 2 V = 70°. Lichtbrechung 1,66—1,68. $n_\gamma - n_\alpha = 0,024$. Dispersion für Achse B: $\rho \gg v$. Pleochroismus:

n_α	n_β	n_γ
gelbgrüngrau	gelbgrüngrau	grüngrau

bei einer Schlifffdicke von 0,027 mm.

B. Eisenreichere Hornblenden

Die Gruppe der basaltischen, braunschwarzen Amphibole umfaßt Glieder, die im Chemismus grünen, gewöhnlichen Hornblenden sehr nahe kommen. Andererseits sind manche von ihnen reicher an Fe_2O_3 und nicht selten auch in geringem Maße an Alkalien.

Die Lichtbrechung ist relativ hoch ($n_\beta = 1,65$ bis 1,73), die Doppelbrechung $n_\gamma - n_\alpha$ variiert von 0,021 bis über 0,07. Der optische Charakter ist negativ.

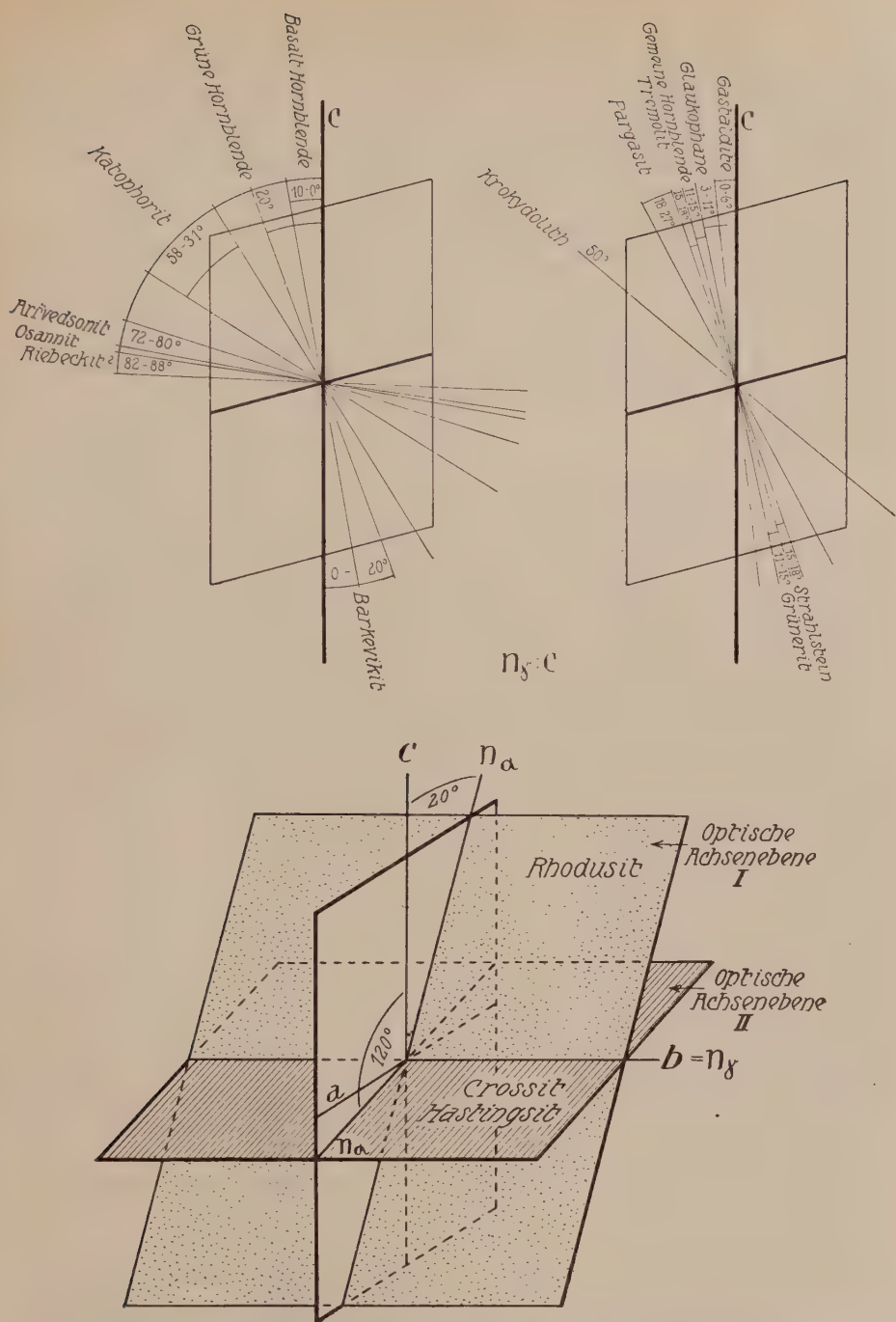


Fig. 216. Schematische Darstellung der optischen Orientierung petrographisch wichtigster Amphibole. Die beiden oberen Figuren sind Schnitte parallel (010). Durch kräftige Linien sind die a - und die c -Achse angedeutet, die dünneren Linien stellen die Schwingungsrichtungen n_γ dar. In der unteren Figur sind normalsymmetrische Hornblenden zusammengestellt. Abweichend von den oberen Figuren sind in der (010)-Ebene die Schwingungsrichtungen n_α eingetragen. Auch ist zu beachten, daß nach neuesten Untersuchungen (vergl. den Text) die für Rhodosit skizzierte Orientierung wohl eher für bestimmte Krokydolithe zu passen scheint und daß die für Hastingsit (z. T.) gegebene Zeichnung auch z. T. die Orientierung der Taramite erläutert.

2 V = 50–90°. Die Dispersion der Mittellinien ist oft erheblich. Die optische Orientierung entspricht derjenigen der gewöhnlichen Hornblende. c/n_γ im stumpfen Winkel β beträgt 0° bis 15°, häufig um 10° (Fig. 216). Der sehr variable Pleochroismus liegt vorwiegend in Rotbraun bis Gelb, z. B.

n_α	n_β	n_γ
blaßbraun	braun	dunkelbraun
honiggelb	braunrot	schwarzbraun
olivgrün	gelbbraun	grünlichbraun
hellgelbbraun	dunkelgraubraun	grau- oder graulichbraun
grünlich gelb	olivgrün	blaugrün
hellgelbgrün	orange	dunkelrotbraun
gelbgrün	gelb	braun

Eine besondere, titanreiche Varietät ist der Kaersutit, vorwiegend mit n_α = hellbraun, n_β = dunkelrotbraun, n_γ = sehr dunkelrotbraun; c/n_γ = 10°. Ferrireiche Hornblenden, wie die vom Vesuv (aber auch eher ferrorreiche Glieder der komplexen Mischkristallbildung) haben auf (010) Auslöschungsschiefen c/n_γ zwischen 30° und 60°. In dieser Beziehung schließen sie sich an die Katophorite und den Laneit an, während der Pleochroismus manchmal gegen denjenigen der grünlichen Hornblende zielt. Im Katophorit (Fig. 216) ist hingegen: n_α = orange bis gelblichbraun; n_β = braunrot bis violett, n_γ = gelb verschiedener Varietät. 2 V = klein. Optisch +. Die Katophorite sind schon ziemlich alkalireich, sie dürfen eigentlich bereits zu den Alkalihornblenden gerechnet werden. Im Gegensatz dazu sind die Barkevikite (Fig. 216) und die barkevikitischen Hornblenden nicht besonders alkalireich, jedoch relativ Mg-arm und eisenreich. Für sie gilt: auf (010) relativ geringe Auslöschungsschiefe n_β/c und starker Pleochroismus in Braun. Die Barkevikite sind negativ mit mittelgroßem Achsenwinkel.

Eine besondere Stellung nehmen die magnesiumarmen, eisen- und tonerdereichen Hudsonite ein. Der Pleochroismus ist in Gelb-Grün-Blaugrün. c/n_γ ist klein, ebenso der Achsenwinkel. Die Hastingsite zeigen bei kleiner Doppelbrechung und kleinem Achsenwinkel wieder große Auslöschungsschiefe, wie die Katophorite, jedoch ins Gelbgrüne und Blaugrüne gehenden Pleochroismus. An sie schließen sich kalkarme Ferro-Ferri-Alkalihornblenden an, die Taramite genannt wurden. Sie sind in heißer Salzsäure zersetzbar und haben ein spezifisches Gewicht von 3,2–3,5. Zum Teil sind sie fluorhaltig. Die optische Achsenebene liegt, wie wohl auch bei manchen Hastingsiten, senkrecht zu (010). Es ist $n_\gamma = b$. Die optische Normale bildet mit der c-Achse einen Winkel von 12–15°, teils im stumpfen, teils im spitzen Winkel β . Der Pleochroismus lautet:

n_α	n_β	n_γ
blaßgelb	bläulichgrün	dunkelgrün bis schwarz
oder	oder	oder
bläulichgrün	gelblich	dunkelgrün

III. Alkali-Amphibole

Bereits die Barkevikite, besonders aber die Katophorite und Hastingsite sind nur in relativ alkalireichen Gesteinen zuhause. Unter den eigentlichen Alkali-Amphibolen sind verschiedene Reihen zu unterscheiden:

**1. Amphibole, die relativ reich an $[\text{SiO}_4 \cdot \text{SiO}_2]$ $\begin{smallmatrix} (\text{Al}, \text{Fe}) \\ (\text{Na}, \text{K}) \end{smallmatrix}$,
aber arm an Ca-Silikat sind**

Man kann eine Reihe von Gastaldit zu Glaukophan und Crossit erkennen, mit zunehmendem Ersatz der Tonerde durch Fe_2O_3 . In manchen dieser Mineralien verhält sich ungefähr $\text{R}^{\text{II}} : \text{R}^{\text{III}}_2 : \text{R}^{\text{I}}_2$ wie 3 : 1 : 1.

Der Gastaldit jedoch enthält bedeutend mehr Tonerde als Alkalien, führt also noch erhebliche Mengen von Molekülen $[\text{SiO}_4 \cdot \text{AlO}_2] \begin{smallmatrix} \text{Al} \\ (\text{Mg}, \text{Ca}) \end{smallmatrix}$.

Für Gastaldit und Glaukophan liegt die Ebene der optischen Achsen in (010), für Crossit senkrecht dazu. Je mehr Al durch Fe^{\cdots} ersetzt wird, um so kleiner wird zunächst der Achsenwinkel, um so kleiner die Differenz $n_\gamma - n_\beta$. In gewissen Glaukophanen mit $\text{Al} : \text{Fe} =$ ungefähr 2 : 1, wird für eine bestimmte Wellenlänge $n_\gamma - n_\beta = 0$; dann vertauschen mit weiterzunehmendem Fe^{\cdots} -Gehalt n_γ und n_β ihre Rolle (Crossite), der Achsenwinkel wird in der neuen Achsenebene wieder größer, bis schließlich in eisenreichen Crossiten 2 V bis 90° wird. Im übrigen sind alle diese blauen Hornblenden optisch negativ. Die Auslöschungsschiefe auf (010) variiert von 0° bis 30° . Nachstehend sind einige Daten zusammengestellt, die nach *Murgoei* über die Abhängigkeit der optischen Eigenschaften vom Chemismus Auskunft geben:

Mineral (Fig. 216)	Achsen- ebene	Auslöschungs- schiefe	2 V	Pleochroismus
Gastaldit, weit vorwieg. Al	(010)	$n_\gamma/c = 0-6^\circ$	$40-60^\circ$	$\begin{cases} n\alpha = \text{gelblichgrün} \\ n\beta = \text{rötlichviolett} \\ n_\gamma = \text{schön blau} \end{cases}$
Glaukophan, arm an Fe^{\cdots}	(010)	$n_\gamma/c = 0-6^\circ$	$30-50^\circ$	$\begin{cases} n\alpha = \text{gelblich bis farblos} \\ n\beta = \text{violett bis purpurn} \\ n_\gamma = \text{himmelblau} \end{cases}$
Glaukophan, $\text{Al} : \text{Fe} =$ ca. 2 : 1	nahezu einachsrig	$n_\gamma/c = n_\beta/c = 10^\circ$	0°	$\begin{cases} n\alpha = \text{gelblich} \\ n\beta = \text{intensiv violett} \\ n_\gamma = \text{preußischblau} \end{cases}$
Crossit, $\text{Al} : \text{Fe} = \text{ca. } 1 : 1$	\perp (010)	$n_\beta/c = 15^\circ$	50°	$\begin{cases} n\alpha = \text{leuchtendgelb} \\ n\beta = \text{dunkelpreußischblau} \\ n_\gamma = \text{violett} \end{cases}$
Crossit, $\text{Fe} > \text{Al}$	\perp (010)	$n_\beta/c = \text{bis } 30^\circ$	bis 90°	$\begin{cases} n\alpha = \text{gelblichgrün} \\ n\beta = \text{dunkelgrünblau} \\ n_\gamma = \text{dunkelblau bis violett} \end{cases}$

Die Intensität der Färbung nimmt im allgemeinen mit steigendem Ersatz des Al durch Fe^{\cdots} zu. Häufig ist $\rho > 0$, sehr merklich ist in den meisten Fällen die Dispersion der Indikatrixhauptachsen. Die Doppelbrechung ist nie sehr hoch, meist um 0,01 bis 0,02. Die Lichtbrechung ist eine mittlere mit n_β um 1,64.

Holmquistit ist ein Li-Glaukophan. Abriachanit scheint optisch positiv zu sein, der faserige, sehr ferrireiche Rhodusit besitzt große Dispersion, ist aber wieder optisch negativ mit der Achsenebene parallel oder senkrecht (010) (Fig. 216).

Mit Barroisit und Karinthin hat man Hornblenden bezeichnet, die nach ihren Eigenschaften zwischen Glaukophanen und gewöhnlichen Hornblenden stehen. Meist ist $n_\gamma = \text{bläulichgrün}$, $n_\beta = \text{grün bis grünlichblau}$ und violett, $n\alpha = \text{gelblich}$.

$n_{\gamma}/c = 12$ bis 15° . $2V$ klein, aber variabel. In seltenen Fällen liegt die Achsen-ebene senkrecht zu (010), sonst dazu parallel.

Einen größeren Wassergehalt als der Rhodunit haben im allgemeinen die vorwiegend blauen Hornblendeasbeste, die man Krokydolithe genannt hat. Zugleich sind sie oft noch Mg-ärmer und reicher an zweiwertigem Eisen. Der Tonerdegehalt ist klein. In gewissen Fällen scheint nahezu die Zusammensetzung $2[\text{SiO}_4 \cdot \text{SiO}_2] \text{FeMg} \cdot [\text{SiO}_4 \cdot \text{SiO}_2] \text{H}_4 \cdot 4[\text{SiO}_4 \cdot \text{SiO}_2] \frac{\text{Fe}}{\text{Na}}$ erreicht zu sein. Die optische Achsenebene liegt bald

⊥ (010), bald senkrecht dazu. Der optische Charakter ist positiv oder negativ. Die Auslöschungsschiefe auf (010) variiert öfters von $8-20^{\circ}$. Meist ist $n_{\alpha} =$ gelb, grünblau, blau, $n_{\beta} =$ grün, hellgelb oder violett, $n_{\gamma} =$ grün, blau oder blauviolett. Die faserige Textur ist genauen Bestimmungen hinderlich, in Fig. 216 ist $c/n_{\gamma} = 50^{\circ}$ angegeben.

Glieder einer weiteren tonerdearmen, kalkarmen, eisen- und alkalireichen Serie sind Osannit und Riebeckit (Fig. 216). Bei diesen Mineralien ist öfters schon ein deutlich bemerkbarer Überschuß der Alkalien über die Sesquioxide konstatierbar. Der Riebeckit enthält im übrigen das Molekül $[\text{SiO}_4 \cdot \text{SiO}_2] \frac{\text{Fe}}{\text{Na}}$ nahezu im Verhältnis 4:3 gegenüber $[\text{SiO}_4 \cdot \text{SiO}_2] \text{Fe}_2$. Der Osannit ist reicher an $[\text{SiO}_4 \cdot \text{SiO}_2] (\text{Fe}, \text{Mg})_2$. Bei Osannit liegt die optische Achsenebene senkrecht zu (010). Der Achsenwinkel ist groß, der optische Charakter ist negativ. Die Auslöschungsschiefe n_{α}/c auf (010) ist gering. Parallel n_{α} schwingendes Licht zeigt blauen Farbenton, im übrigen herrschen grüne Eigenfarben vor. Die Riebeckite zeigen bei optisch positivem oder negativem Charakter auf (010), der vermutlichen Achsenebene, eine kleine Auslöschungsschiefe n_{α}/c (im spitzen Winkel β). Die Doppelbrechung ist variabel, $2V$ ist groß. n_{β} liegt meist um 1,69. Der Pleochroismus wird z. B. wie folgt angegeben (wegen der zum Teil sehr starken Absorption erschwert sich die optische Untersuchung):

n_{α}	n_{β}	n_{γ}
dunkelblau	tiefblau	grün
tiefindigoblau	blau	grünlichgelb
tiefdunkelblau	violettblau bis stahlblau	bräunlich bis gelblichgrün
grünlichblau	graublau	gelblichbraun.

Der Bababudanit mit $n_{\alpha}/c = 7-9^{\circ}$ ist relativ Mg-reich und ärmer an zweiwertigem Eisen. Chemisch ist mit ihm der Torendrikit verwandt, der jedoch eine große Auslöschungsschiefe aufweist und alkaliärmer ist. Der Speziait ist gleichfalls nicht reich an zweiwertigem Eisen, dafür enthält er ziemlich viel CaO . Er ist außerordentlich reich an dreiwertigem Eisen und arm an Tonerde. Die Achsenebene liegt senkrecht zu (010), die Auslöschungsschiefe auf (010) ist mittelgroß, der Pleochroismus geht von Blau in Grün und Gelblichbraun.

2. Amphibole mit erheblichen Mengen von Na-Silikatmolekülen

Für eine Reihe von Alkali-Amphibolen gilt, daß die Alkalien molekular über die Sesquioxide stark vorherrschen. Es muß angenommen werden, daß Moleküle $[\text{SiO}_4 \cdot \text{SiO}_2] \text{Na}_4$ oder $[\text{SiO}_4 \cdot \text{SiO}_2] \frac{\text{Na}_2}{\text{H}_2}$ usw. in den Mischkristallen eine wesentliche Rolle spielen.

Noch relativ alkaliarm sind die Richterite, die vorwiegend Mg, Ca und Mn, untergeordnet Fe als zweiwertige Elemente enthalten. Wie der Winchit und der Szechenyiit schließen sie sich in der Zusammensetzung direkt an Grammatit und Aktinolith an, es sind gewissermaßen alkalihaltige Strahlsteine, öfters mit nicht un-

erheblichen Mengen Mn. Sie sind wenig gefärbt und nur schwach pleochroitisch. Der Mg-reiche und Ca-arme Imerinit ist schon bedeutend alkalireicher. $c/\eta_{\gamma} = 45^{\circ}$; es nimmt also die Auslöschungsschiefe auf (010) mit steigendem Gehalt an Alkalisilikat zu. Der Pleochroismus ist $n_{\alpha} = \text{grün gelb}$, $n_{\beta} = \text{blauviolett}$, $n_{\gamma} = \text{grünblau}$. Ein interessantes Mineral ist der optisch noch sehr wenig bekannte Arfvedsonit. Bei ihm schließt bereits die Richtung der langsameren Schwingung auf (010) den kleineren Winkel mit der c-Achse ein. Ob die Achsenebene \parallel oder \perp zu (010) ist, muß noch als fraglich hingestellt werden. 2 V ist groß, der optische Charakter vielleicht variabel.

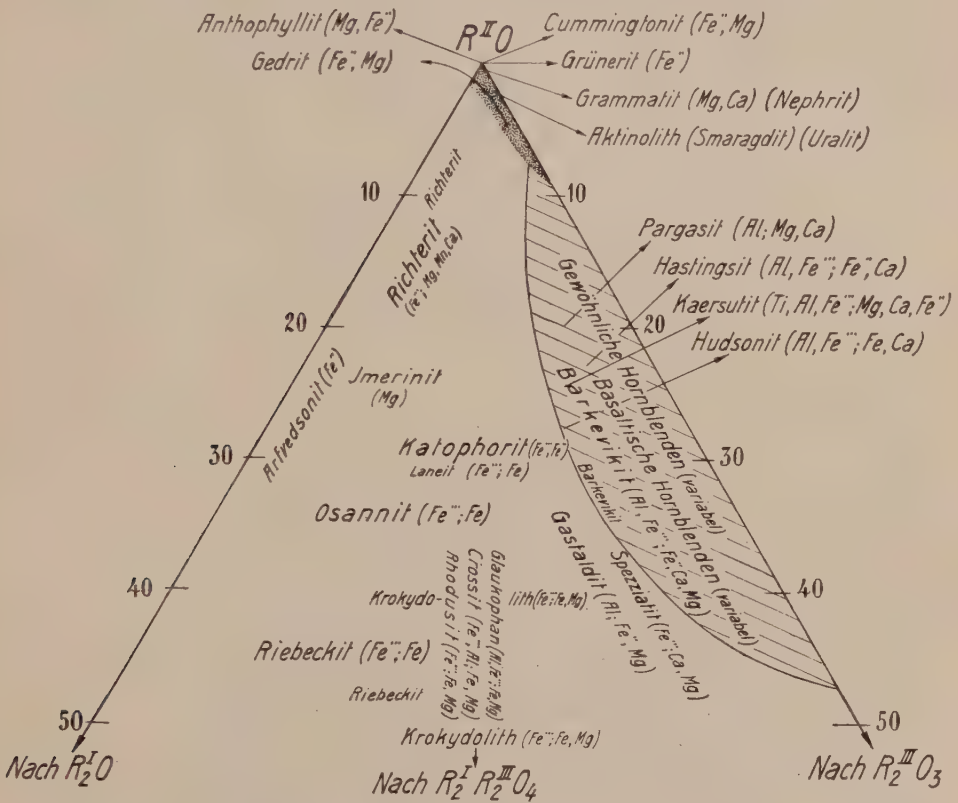


Fig. 217. Darstellung des molekularen Verhältnisses $R^I_2O : R^{II}O : R^{III}_2O_3$ der Amphibole. Die Elemente, welche für R^{II} und R^{III} vorab in Betracht fallen, sind hinter den Namen der einzelnen Varietäten in der Reihenfolge abnehmender Wichtigkeit in Klammern vermerkt.

Der Pleochroismus geht von Grünblau nach Grüngelb. Die Lichtbrechung ist hoch $n_{\alpha} = 1,687$, $n_{\beta} = 1,70$, $n_{\gamma} = 1,708$. Die Doppelbrechung beträgt ca. 0,02 Einheiten. Von den Arfvedsoniten gelangt man über die Kataphorite und Barkevikite wieder zu den gewöhnlichen und basaltischen Hornblenden.

Von den genannten Hornblenden, denen noch untergeordnet vorkommende Varietäten zuzuordnen wären, treten als primäre Gemengteile in Eruptivgesteinen auf: gewöhnliche Hornblenden, basaltische Hornblenden, Kaersutit, Katophorit, Laneit, Barkevikit, Hudsonit, Hastingsit, Osannit,

Riebeckit, Arfvedsonit. In metamorphen Gesteinen oder als hydrothermale Umwandlungsprodukte findet man: Anthophyllit, Gedrit, Grünerit, Cummingtonit, Grammatit, Aktinolith, Nephrit, Smaragdit, Uralit, gewöhnliche Hornblenden, Pargasit, Richterit, Gastaldit, Glaukophan, Crossit, Rhodusit, Hastingsit, Krokydolith, Riebeckit, Imerinit usw. Im großen gewährt über die chemischen Verhältnisse die Fig. 217 einen Überblick. Es ist im Dreieck das molekulare Verhältnis $R^{\text{II}} : R^{\text{I}}_2 : R^{\text{III}}_2$ dargestellt, ohne Berücksichtigung des SiO_2 -Gehaltes und des H_2O -Gehaltes. Naturgemäß fallen Hornblenden mit gleichen Verhältnissen von 2 : 3 : 1-wertigen Oxyden, aber verschiedenem Verhältnis von $\text{Al} : \text{Fe}^{\cdots}$ oder $\text{Mg} : \text{Ca} : \text{Fe} : \text{Mn}$ in gleiche Felder. Es sind Hauptvarietäten besonders vermerkt. In den Klammern steht dann, welche dieser Elemente im allgemeinen vorwiegen, die Reihenfolge innerhalb gleichartiger Elemente ist bei komplexer Zusammensetzung ungefähr die nach abnehmender Wichtigkeit. Wenn auch diese Figur über die Gesamtvariabilität, insbesondere den Kieselsäuregehalt und den H_2O - und F-Gehalt, keine oder nur ungenügende Auskunft gibt, vermag sie doch in einem Bilde gewisse Hauptzüge des Chemismus der Amphibole zur Darstellung zu bringen. Der weiteren Forschung muß es vorbehalten sein, durch optische und analytisch-chemische Untersuchung gut passender Zwischenglieder der bereits bekannten Varietäten Zusammenhänge klarzustellen. Dann wird es auch möglich sein, eine einfachere Systematik und Nomenklatur einzuführen.

Spezielle Kennzeichen: Die Amphibole oder Hornblenden sind kurzsäulige bis langsäulige oder faserige Mineralien. Härte $4\frac{1}{2}$ —6, die faserigen Aggregate erscheinen weicher. Spezifisches Gewicht 2,9—3,6. Eine prismatische Spaltbarkeit (Prismenwinkel ca. $55\frac{1}{2}^\circ$) ist meist recht deutlich erkennbar (Fig. 218). Auf den Spaltflächen ist relativ hoher Glanz bemerkbar.

Varietäten: Anthophyllit (rhombisch). Meist in derben, breitstengeligen bis faserigen Aggregaten von nelkenbrauner oder gelblich-grauer bis smaragdgrüner Farbe. Metallischer Schiller ist oft vorhanden. Perlmutter- bis Glasglanz. Neben der prismatischen Spaltbarkeit ist eine Spaltbarkeit nach (010) und eine Absonderung nach (100) bemerkbar. Strich farblos oder grau. Spezifisches Gewicht um 3,1—3,2. Härte $5\frac{1}{2}$. Der Gedrit ist lichtbraun bis grün, im übrigen makroskopisch dem Anthophyllit sehr ähnlich. Der monokline Cummingtonit ist gleichfalls anthophyllitähnlich, oft eigentlich faserig. Graue bis braune Farben herrschen vor. Der seidenglänzende, braune Grünerit hat ein wesentlich höheres spezifisches Gewicht (3,7). Der farblose, graue oder lichtflaschengrüne Grammatit bildet meist breite Stengel oder strahlige Aggregate. Als Amianth oder Byssolith bildet er feinfaserige, relativ spröde Gespinste. Die allgemeine Bezeichnung für faserige Hornblenden

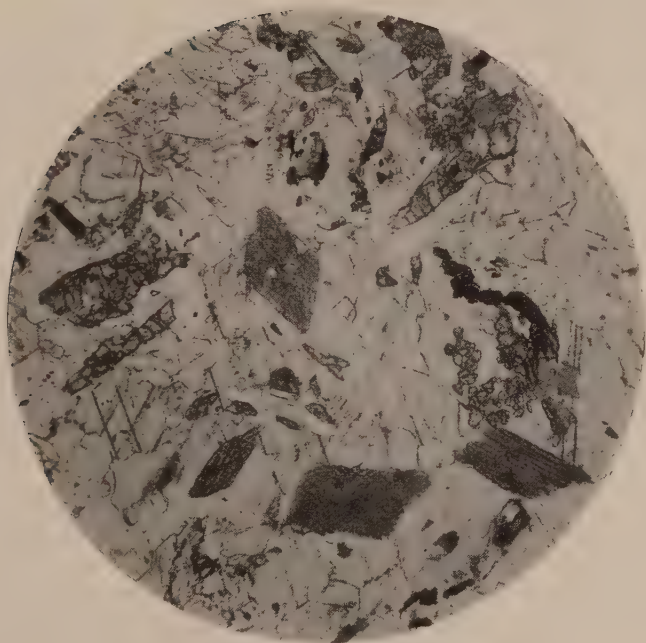
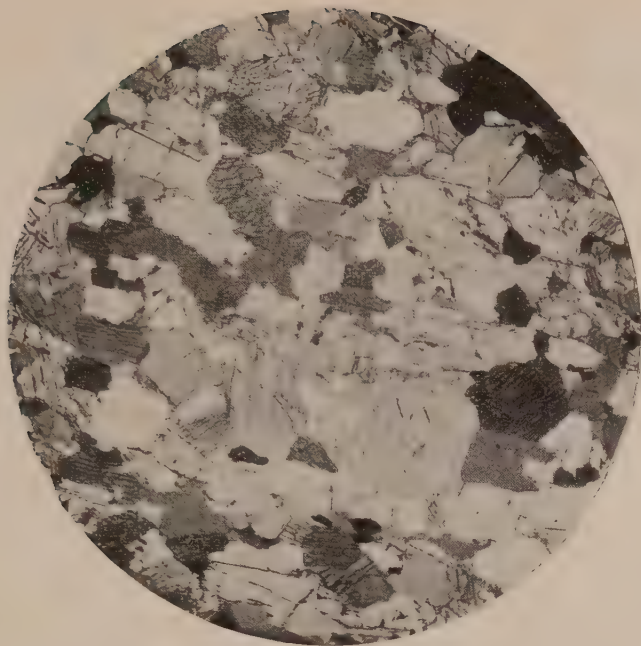


Fig. 218. Amphibol als gesteinsbildendes Mineral im Dünnschliff. Die prismatische Spaltbarkeit nach $\langle 110 \rangle$ erscheint auf den sechsseitigen Querschnitten senkrecht zur c-Achse als System von Rissen, die sich unter ca. 60° kreuzen, während sie auf den mehr gestreckten Schnitten der $[001]$ -Zone parallele Sprünge der Zonen-Richtung erzeugt (vergl. „Allgem. Mineralogie“, Fig. 371, I und II, S. 314). Das obere Bild mit den zahlreichen Amphibolkristallen entstammt einem gedrittführenden Hornblendeschiefer von Snarum (37fache Vergr.). Das untere Bild bietet ein Beispiel für den Fall, wo der Amphibol eine mehr untergeordnete Rolle spielt.

ist Hornblendeasbest. Bergleder, Bergkork, Bergholz bestehen zum Teil aus Hornblendeasbest in dichteren Aggregaten. Nephrit ist ein kryptokristallines, dicht erscheinendes Aggregat von filzigem Grammatit bis Strahlstein. Er ist bei nicht zu hoher Härte ($5\frac{1}{2}$ —6) außerordentlich zäh. Edlere Varietäten sind durchscheinend, graugrün bis lauchgrün. Der Strahlstein oder Aktinolith, in oft schönen, breitstengeligen Kristallen, kann tiefgrüne bis dunkelgrüne Farbe besitzen. Der gras- bis smaragdgrüne Smaragdit ist ebenso wie der grünliche Uralit pseudomorph nach Augiten. Pilit ist eine faserig-filzige Pseudomorphose nach Olivin. Der manganhaltige Richterit ist lichtbraun. Die gewöhnlichen Hornblenden sind blaßgrün, tiefgrün bis schwarz gefärbt. Der Querschnitt der gedrungensäuligen bis breitstengeligen und oft ausgefaserten Kristalle ist fast immer sechsseitig. Körnige, stengelige bis faserige Aggregate treten neben gut ausgebildeten, eingewachsenen Kristallen und hypidiomorphen Ausbildungen auf. Die Farbe ist meist, auch bei dunklen Varietäten, mit einem Stich ins Grüne. Dadurch und durch den etwas höheren Glanz, sowie das nach $\langle 110 \rangle$ bemerkbare Abschliffen ergeben sich Unterschiede gegenüber den Augiten. Der Strich ist farblos, graugrün bis graubraun. Die Härte liegt zwischen 5 und 6, das spezifische Gewicht variiert meist von 2,9—3,3. Die eisenarmen Edenite sind als Übergangsglieder zu Grammatit und Strahlstein lichtbläulichgrün gefärbt. Die Pargasite sind blaßgrün, lauchgrün bis pechschwarz und meist gedrunge säulig. Oft zeigen sie gute Endflächenbegrenzung. Tiefschwarz sind die basaltischen Hornblenden. Gute Kristalle sind häufig deutlich verzwillingt. Sie sind im Gegensatz zu den schwarzen, gewöhnlichen Hornblenden metamorpher Gesteine fast stets kurzsäulig. Makroskopisch lassen sich die tiefschwarzen Barkevikite, Kaersutite usw. kaum von ihnen unterscheiden. Auch der Arfvedsonit ist tiefschwarz, besitzt jedoch blaugrauen Strich (Härte $5\frac{1}{2}$ —6, spezifisches Gewicht meist um 3,4—3,5). Der glasige Riebeckit ist schwarz, turmalinähnlich. Blaugrau, lavendelblau bis schwärzlichblau mit blaugrauem Strich sind die stengeligen bis faserigen Glaukophane, Crossite, Gastaldite. Der Imerinit bildet farblose bis blaue Nadeln. Der oft seidenglanzende Krokydolith ist indigoblau oder braun, asbestartig oder erdig, und liefert gerne ein goldigbraunes Verwitterungsprodukt, den sogenannten Griqualandit. Das Gemenge von Quarz und Griqualandit ist das schillernde Tigerauge.

Physikalische Eigenschaften: Die optischen Verhältnisse in ihrer Abhängigkeit vom Chemismus sind bereits studiert worden. Als mittlere Atomwärme (siehe „Allgemeine Mineralogie, Seite 254) wurde für $[\text{SiO}_4 \cdot \text{SiO}_2] \text{Mg}_2$ in Amphibolform bestimmt:

0°—100°	0°—300°	0°—500°	0°—700°	0°—900°	0°—1100°
4,090	4,624	4,952	5,182	5,354	5,496.

Der Prismenwinkel ($\angle (110) : (1\bar{1}0)$) von Anthophyllit ändert sich von 20°—500° um 2' 25". Hornblende vom Vesuv zeigt folgende Winkeländerungen beim Erhitzen:

$\angle(110):(1\bar{1}0)$ ändert sich von 18° bis 418° um $-0'47''$

$\angle(\bar{1}01):(011)$ ändert sich von 18° bis 413° um $-3'4''$

$\angle(011):(110)$ ändert sich von 18° bis 413° um $-3'17''$

$\angle(011):(0\bar{1}1)$ ändert sich von 18° bis 416° um $-2'57''$.

Ist das Achsenverhältnis bei 18° $a:b:c = 0,5511:1:0,2938$, so wird es bei 500° zu $a:b:c = 0,5510:1:0,2933$, gleichzeitig hat sich $\angle(100):(001)$ von $73^\circ 58'$ verändert zu $73^\circ 53'$.

Für Aktinolith wurde die Kompressibilität bestimmt zu $1,32 \cdot 10^{-6} (\text{cm}^2/\text{Megabar})$, sowohl bei 0 als bei 10000 Atmosphären.

Spezielle Morphologie: Die Achsenverhältnisse sind etwas mit der Zusammensetzung variabel. Für gewöhnliche Temperatur resultieren Werte, wie sie aus folgender Zusammenstellung ersichtlich sind:

Anthophyllit	rhombisch	$a:b:c = 0,51375:1:?$ (<i>Penfield</i>);
Hornblende (im allgem.)	monoklin	$a:b:c = 0,54826:1:0,29377$; $\angle\beta = 104^\circ 58'$ (<i>Nordenskiöld</i>);
Pargasit (Pargas)	monoklin	$a:b:c = 0,5487:1:0,2940$; $\angle\beta = 105^\circ 12'$ (<i>Laitakari</i>);
Riebeckit	monoklin	$a:b:c = 0,5475:1:0,2925$; $\angle\beta = 103^\circ 50'$ (<i>Dana</i>);
Arfvedsonit	monoklin	$a:b:c = 0,5496:1:0,29751$; $\angle\beta = 104^\circ 16'$ (<i>Brögger</i>).

Aus dem *Nordenskiöld*schen Achsenverhältnis berechnen sich folgende Werte:

$\angle(110)/(\bar{1}\bar{1}0)$	$\angle(110)/(001)$	$\angle(001)/(111)$	$\angle(111)/(110)$	$\angle(\bar{2}21)/(001)$
$55^\circ 49'$	$76^\circ 48\frac{1}{2}'$	$27^\circ 24\frac{1}{2}'$	$49^\circ 24'$	$58^\circ 30\frac{1}{2}'$
$\angle(\bar{1}11)/(010)$	$\angle(\bar{1}11)/(001)$	$\angle(\bar{1}11)/(\bar{1}\bar{1}1)$	$\angle(001)/(\bar{1}31)$	$\angle(10\bar{1})/(100)$
$74^\circ 14'$	$34^\circ 25'$	$31^\circ 32'$	$49^\circ 9'$	$73^\circ 58'$

Aus dieser Zusammenstellung ersieht man, das $(\bar{1}01)$ mit $(\bar{1}00)$ einen ganz ähnlichen Winkel bildet wie (001) mit (100) , nämlich $73^\circ 58'$ statt $75^\circ 2'$. Es ist eine zweite Aufstellung (*Tschermak*) im Gebrauch, wobei (bei gleichem Achsenverhältnis) dieses $(\bar{1}01)$ zur Basis, d. h. zu (001) genommen wird. Gleichzeitig wird dann $(\bar{1}11)$ *Nordenskiöld* zu (011) *Tschermak*. Allgemein lautet die Transformationsformel zwischen (hkl) der *Nordenskiöld*schen Aufstellung und (pqr) der *Tschermak*schen Darstellung:

$$\begin{array}{lll} p = -(h+1) & q = k & r = l \\ h = -(p+r) & k = q & l = r. \end{array}$$

Die Indizesbezeichnung in der Fig. 223, Seite 199 der „Allg. Mineralogie“ bezieht sich auf die *Tschermak*sche Aufstellung. Im folgenden wollen wir die ältere, *Nordenskiöld*sche anwenden.

Der Habitus der Hornblendens (Fig. 219 a, b) variiert von kurz-säulig über lang-säulig zu faserig in Richtung der c-Achse. Nicht selten treten nach der b-Achse breitstengelige Entwicklungen auf. Der Stengel-querschnitt ist durch Kombination von $\langle 110 \rangle$ mit $\langle 010 \rangle$ sehr häufig typisch sechseckig. Doch kann auch $\langle 010 \rangle$ fehlen. Seltener tritt $\langle 100 \rangle$ hinzu; oder es partizipieren mehrere Prismen, besonders $\langle 130 \rangle$ und $\langle 310 \rangle$.

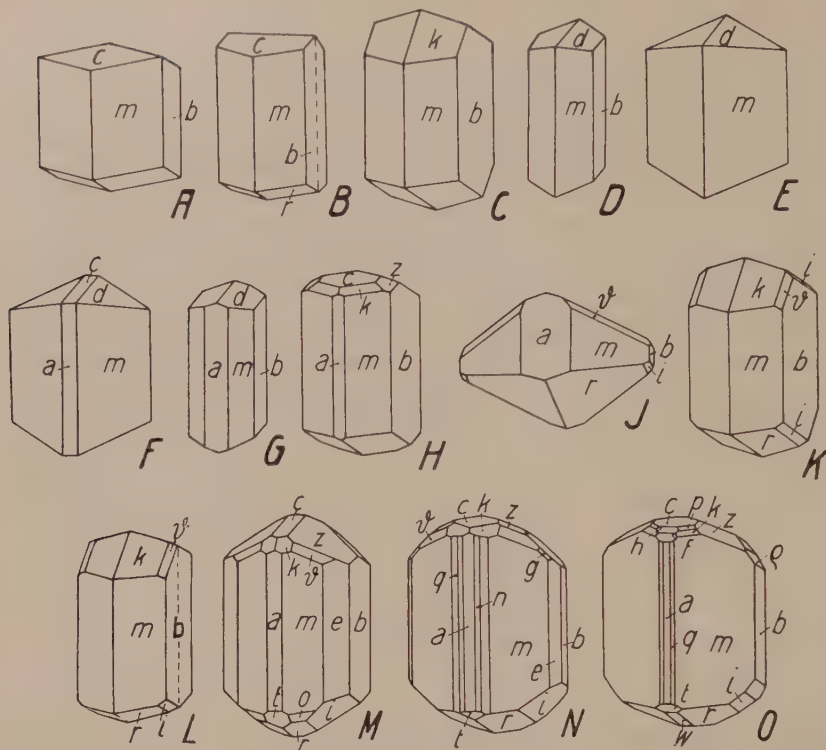


Fig. 219 a. Habitusbilder der gewöhnlichen Amphibole. $a \langle 100 \rangle$, $b \langle 010 \rangle$, $c \langle 001 \rangle$, $f \langle 201 \rangle$, $h \langle 203 \rangle$, $W \langle 101 \rangle$, $t \langle \bar{2}01 \rangle$, $m \langle 110 \rangle$, $q \langle 210 \rangle$, $n \langle 310 \rangle$, $e \langle 130 \rangle$, $d \langle 011 \rangle$, $z \langle 021 \rangle$, $p \langle 112 \rangle$, $k \langle 111 \rangle$, $r \langle \bar{1}11 \rangle$, $o \langle \bar{2}21 \rangle$, $\$ \langle 131 \rangle$, $i \langle \bar{1}31 \rangle$, $\alpha \langle 312 \rangle$, $g \langle 151 \rangle$, $\rho \langle \bar{1}51 \rangle$. A stellt den einfachsten Habitus der Hornblende dar, gebildet von m und b als pseudohexagonalem Prisma, sowie von c und r als Pseudorhomboeder. Dieselbe Kombination als Kontaktzwilling nach $\langle 100 \rangle$ zeigt B. In C ist A gegenüber $\langle 001 \rangle$ durch das Prisma k , in D durch das Prisma l ersetzt. Außerdem ist in D noch r weggefallen. Breitstengelig nach m und charakterisiert durch den Wegfall von b sind E und F. An der letzteren Figur tritt auch die Zone $[010]$ schon stark in Erscheinung, ohne daß aber ihr pseudohexagonales Äquivalent, $[310]$, irgendwie angedeutet wäre. G verhält sich zu D ähnlich wie F zu E. H leitet zu den formenreichen Kombinationen über, wo die c -Fläche gerne von mannigfaltigen Prismen 4. Stellung umkränzt ist. Von eigentümlichem Habitus ist J. Abgesehen von den untergeordneten Prismen i und $\$$ ähnelt die Kombination in den Winkelverhältnissen sehr stark dem in G dargestellten Typus. Würde J analog wie G orientiert, so hätte man die *Tschermaksche* Aufstellung, bei der also die Flächen der Prismenzone ihre Symbole behalten, aber an Stelle von $\langle \bar{1}11 \rangle$ unserer Stellung $\langle 011 \rangle$ der *Tschermakschen* tritt. i und $\$$ erscheinen auch an K (vergl. C) und L, dem zu K gehörigen Kontaktzwilling nach $\langle 100 \rangle$. Relativ flächenreich sind M—O mit den allen drei Kombinationen gemeinsamen Formen a , m , b , c , k , z , t , i , r . $[001]$ tritt naturgemäß (stengeliges Mineral!) hierbei am stärksten hervor. Aber auch $[101]$ ist gut entwickelt. An den beiden ersten ist sodann die Zone $[10\bar{1}]$ mit b , $\$$, k zu beachten, während sich an O die $[010]$ -Zone durch sechs Pinakoide auszeichnet. Die losen Hornblendens unserer Sammlungen stammen zu einem großen Teil aus Böhmen (A, B, H usw.). An speziellen Fundorten anderer Länder seien genannt: Aranyer Berg (N, O), Edenville, N. J. (E, F), Nordmarken (J, M), Vesuv (D, G, H).

an den Kombinationen. Stets sind an den Endbegrenzungen vorwiegend flach liegende Flächen beteiligt. $\langle 001 \rangle$ und $\langle 11\bar{1} \rangle$ ergeben eine pseudo-rhomboedrische Ausbildung. Die weitaus wichtigsten Wachstumsformen sind $\langle 110 \rangle$ und $\langle 010 \rangle$. Als nächstwichtig können $\langle 001 \rangle$ und $\langle 11\bar{1} \rangle$ bezeichnet werden. Noch relativ häufig sind $\langle 021 \rangle$, $\langle 131 \rangle$, $\langle 22\bar{1} \rangle$, $\langle 111 \rangle$, $\langle 101 \rangle$, $\langle 130 \rangle$, $\langle 100 \rangle$, $\langle 011 \rangle$, $\langle 20\bar{1} \rangle$, $\langle 131 \rangle$, $\langle 10\bar{1} \rangle$, $\langle 310 \rangle$. Hauptentwicklungszone ist $[001]$. Oft sind auch die Zonenverbände nach $[100]$, $[10\bar{1}]$,

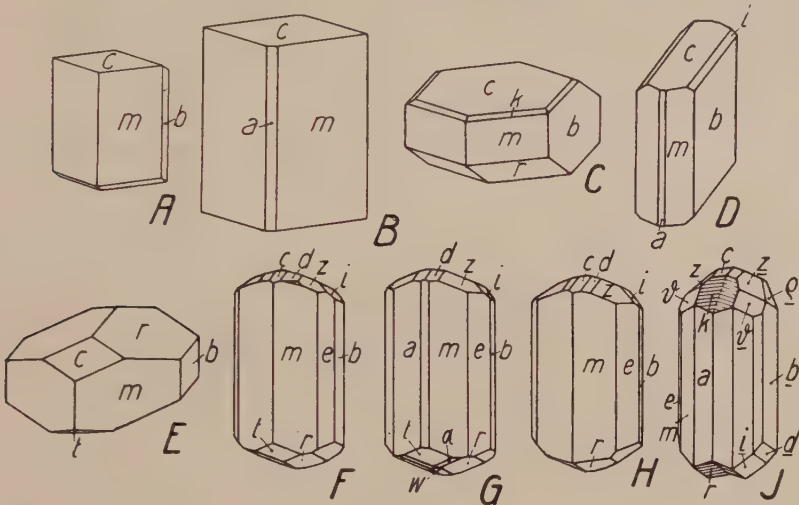


Fig. 219b. Habitusbilder spezieller Hornblenden. Formenverzeichnis nebenstehend bei Fig. 219a. A, ein eisenarmer, blaßgefärbter Tonerdeamphibol vom Baikalsee, wurde Kokscharowit genannt. B (Narsarsuk), breitstengelig, durch die stark entwickelte Basis dem Typus 219a, F gegenüber unterschieden, stellt einen Arfvedsonit dar. Die nach c dicktafelige Ausbildung C ist typisch für Barkevikit (Langesundfjord), während D einen nach b tafeligen Riebeckit (Ayrshire, Schottl.) zeigt. Nach der c-Achse verkürzt ist E (Pargasit, von Pargas; im Vergleich zu den andern sehr stark von oben gesehen). F—H sind flächenreiche Grammatite (Nordmarken) mit ausgezeichneter Entwicklung der $[101]$ - und $[10\bar{1}]$ -Zonen. J ist ein Cossyritzwilling nach $\langle 010 \rangle$ (von Pantelleria).

$[010]$, $[110]$ und $[101]$ gut erkennbar. Bedenkt man, daß die ausgezeichnete Spaltbarkeit nach $\langle 110 \rangle$ geht, daß eine undeutliche Spaltbarkeit parallel $\langle 010 \rangle$ verläuft, so ergibt sich deutlich die Zuordnung zum stengeligen Typus. Die Amphibole sind viel stengelig als die Pyroxene, deren prismatische Spaltbarkeit auch weniger gut ist. Der pseudo-hexagonale Charakter mit der c-Achse als Pseudo-hexagyre ist unmöglich zu übersehen. Die pseudo-hexagonal zusammengehörigen Zonen $[110]$ und $[100]$ einerseits, sowie $[310]$ und $[010]$ andererseits sind ähnlich entwickelt (vergl. Fig. 220). Immerhin ist die Abweichung des Prismenwinkels von 60° schon so groß, daß kaum Zwillinge nach $\langle 110 \rangle$ auftreten. Sehr häufig sind indessen Zwillinge nach $\langle 100 \rangle$. Vorzugs-

weise handelt es sich um Kontaktzwillinge. Polysynthetische Zwillingsbildung (? Druckzwillinge) findet eher nach $\langle 101 \rangle$ statt. Eine Absonderung parallel diesem Pinakoid mag damit in Zusammenhang stehen, auch nach $\langle 100 \rangle$ ist übrigens dann und wann eine Ablösung konstatierbar.

Mit Pyroxenen sind die Amphibole öfters regelmäßig verwachsen. Die c-Achsen sind einander parallel, $\langle 001 \rangle$ der Amphibole fällt mit $\langle \bar{1}01 \rangle$ der Pyroxene zusammen.

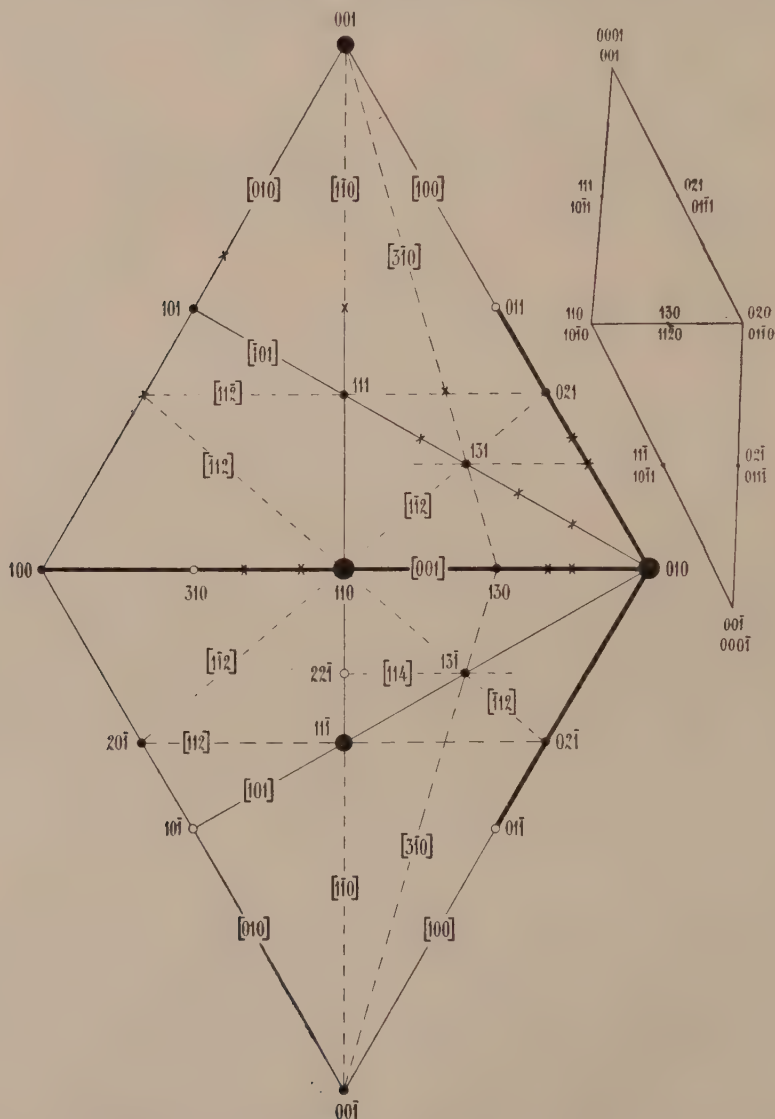


Fig. 220. Schematische Dreiecksprojektion der wichtigsten Flächen und Entwicklungszonen der Amphibole. Das kleine gnomonische Doppeldreieck rechts oben zeigt die nicht unbedeutende Verzerrung gegenüber dem hexagonalen Idealfall. Die den monoklinen Symbolen beige-schriebenen hexagonalen erleichtern die pseudo-hexagonale Deutung des Minerals.

Das war der Grund für die *Tschermaksche* Neuauftellung. Deshalb wurde $\langle 001 \rangle$ der *Nordenskiöld'schen* Aufstellung von diesem Forscher zu $\langle \bar{1}01 \rangle$ gewählt. Parallelverwachsungen beider Mineralarten entsprechen oft engeren genetischen Zusammenhängen. In Tiefengesteinen und in mesometamorphen Eruptivgesteinen findet man Augite gerne randlich in Hornblende umgewandelt. Dabei hat die aus dem Augit gebildete Hornblende im allgemeinen einen anderen Chemismus als das Muttermineral, sie ist kalkärmer sowie öfters tonerde- und eisenreicher. Auch die Alkalien sind meistens etwas angereichert. Andererseits sind, wie z. B. in hornblendereichen Basaltbomben und in Ergußgesteinen, die Amphibole in Augite umgewandelt, meist unter Ausscheidung von Magnetit.

Chemische Verhältnisse und Vorkommen: Die chemischen Verhältnisse der komplexen Mischkristallgruppe sind bereits besprochen worden. Pseudomorph findet man Hornblenden nach Augiten (Uralitisierung, Smaragditbildung, Aktinolithbildung), sowie nach Olivin (Pilitisierung) und Granat (Kelyphitbildung z. T.). Ihrerseits sind die tonerdefreien Hornblenden in Talk umgewandelt, die tonerdehaltigen in Biotit, Chlorit oder Karbonate, tonige Substanz, Limonit und Quarz. Auch Epidot und Serpentin können aus Hornblenden entstehen. Ferrireiche Hornblenden geben bei der Verwitterung Eisenerze.

Die Hornblenden sind weitverbreitete Gemengteile in Eruptivgesteinen und metamorphen Gesteinen. Sie treten auch als Neubildungen bei Erzgangbildungen auf und finden sich, wie der Byssolith, in Drusen. Wie sich die wichtigeren Einzelarten auf metamorphe und magmatische Gesteine verteilen, ist bereits Seite 475 ff. erwähnt worden.

Aenigmatite. Triklin holoeidrisch

Allgemeines: Die Aenigmatitgruppe nimmt morphologisch zwischen den Hornblenden und Augiten eine Zwischenstellung ein. Man hat die Glieder auch als triklone Hornblenden bezeichnet, doch ist der Prismenwinkel ein wesentlich anderer. Chemisch sind diese Mineralien mit dem Arfvedsonit verwandt, das heißt, es treten Moleküle $[\text{SiO}_4 \cdot \text{SiO}_2]$ $(\text{Na}_2, \text{Fe})_2$ in größerer Menge auf. Folgende Zahlen geben über die chemische Zusammensetzung Auskunft:

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O
Aenigmatit											
(Grönland)	37,92	7,57	3,23	5,81	35,88	1,00	0,33	1,36	6,58	0,51	—
Cossyrit											
(Pantelleria)	40,80	8,22	0,20	5,31	34,69	1,39	0,57	0,77	6,61	Spur	1,29

Der Rhönit ist ein sesquioxydreicher, alkali- und eisenarmer Aenigmatit.

Spezielle Kennzeichen: Der Aenigmatit ist braunschwarz bis schwarz mit rötlichbraunem Strich. Habitus säulenförmig. Spaltbarkeit nach $\langle 110 \rangle$ und $\langle \bar{1}\bar{1}0 \rangle$. Bruch uneben. Spröde. Härte über 5. Dichte 3,7 bis 3,8. Der Cossyrit ist kurzsäulenförmig bis nadelig, selten nach $\langle 010 \rangle$ dicktafelig. Er ist schwarz, undurchsichtig und ziemlich vollkommen nach $\langle 110 \rangle$ und $\langle \bar{1}\bar{1}0 \rangle$ spaltbar. Das spezifische Gewicht des glasglänzenden, spröden Minerals ist 3,8. Die Härte ist $5\frac{1}{2}$. Der Strich ist rotbraun.

Physikalische Eigenschaften: Beim Aenigmatit geht die Ebene der optischen Achsen fast parallel $\langle 010 \rangle$. n_γ bildet auf $\langle 010 \rangle$ mit c einen Winkel von 45° im spitzen Winkel β . $\parallel n_\gamma$ ist starke Absorption (braunschwarz), $\parallel n_\alpha$ ist die Farbe rotbraun, $\parallel n_\beta$ kastanienbraun. Der Achsenwinkel ist klein, der optische Charakter positiv. Beim Cossyrit geht wiederum die optische Achsenebene $\langle 010 \rangle$ nahezu parallel. Die Auslöschungsschiefe c/n_γ ist auf $\langle 010 \rangle$ jedoch nur 39° , auf $\langle 100 \rangle$ wurden nur 3° Auslöschungsschiefe gemessen. n_γ ist tief braunschwarz, n_β kastanienbraun, n_α hellrotbraun. Der Pleochroismus ähnelt also sehr demjenigen des gewöhnlichen Aenigmatites. Die Lichtbrechung entspricht ungefähr derjenigen der Hornblenden. Die Doppelbrechung ist schwach. Für Rhönit findet man bei ähnlicher Auslöschungsschiefe auf $\langle 010 \rangle$ einen Pleochroismus, der von Rotbraun in hellerschmutziges Gelbgrün gehen kann.

Morphologische Eigenschaften: Es werden angegeben:

Aenigmatit $a:b:c = 0,68:1:0,35$ (Foerstner);

Cossyrit $a:b:c = 0,66856:1:0,35173$; $\alpha = 90^\circ 5'$; $\beta = 102^\circ 30'$;
 $\gamma = 90^\circ 18\frac{1}{2}'$ (Soellner).

$\angle (110) / (\bar{1}\bar{1}0)$ um 66° . Die Zahl der Formen ist eine relativ große. Neben $\langle 010 \rangle$, $\langle 100 \rangle$, $\langle 110 \rangle$, $\langle \bar{1}\bar{1}0 \rangle$, $\langle 130 \rangle$, $\langle \bar{1}\bar{3}0 \rangle$, $\langle 021 \rangle$, $\langle \bar{0}\bar{2}1 \rangle$ treten mehrere $\langle hkl \rangle$ -Formen auf unter ganz besonderer Bevorzugung derjenigen mit lauter ungeraden Indizes. Zwillinge nach $\langle 010 \rangle$ sind häufig (Fig. 219b); Zwillingstreifung auf $\langle 100 \rangle$.

Vorkommen: Aenigmatit, Cossyrit und Rhönit sind Eruptivgesteinsminerale. Sie treten in alkalireichen Gesteinen auf.

D. Kristalle von mehr oder weniger ausgesprochen niedriger Symmetrie, mit nur geringen oder aber mehrfachen Anklängen an kubische, tetragonale, bzw. hexagonale Symmetrieverhältnisse

Die Untersuchung wird zeigen, daß unter diesem Titel im wesentlichen zwei Gruppen morphologischer Zusammengehörigkeit beschrieben werden müssen. Die eine Gruppe umfaßt mehr oder weniger isometrische Kristallarten, die teils zum kubischen, teils zum intermediären hexagonalen, teils zu beiden Mitteltypen tendieren. Für die zweite Gruppe ist charakteristisch, daß oft sowohl Anklänge an tafelige wie an stengelige Habitustypen auftreten. Da bei diesen an sich niedrigsymmetrischen Kristallarten nicht mehr eine Hauptrichtung ausgezeichnet ist, wird eine derartige Koppelung möglich. Es kann eine Hauptzone ausgezeichnet sein und in dieser Hauptzone eine Fläche physikalisch und zum Teil auch morphologisch dominieren. Übrigens ist bereits Seite 248 Antimonit als ein derartiges Beispiel besprochen worden. Es bildet diese Mineralart den Übergang von den im engeren Sinne hypotetragonalen Ausbildungen zur zweiten Gruppe der jetzt zu besprechenden Kristallarten.

1. Mehr oder weniger isometrische Gruppe komplexer Pseudosymmetrie von an sich niedriger Symmetrie

Eine Reihe rhombischer, monokliner und trikliner Mineralien ist dem Habitus nach mehr oder weniger isometrisch. Wenn auch als Ganzes die niedrige Symmetrie meist recht deutlich in Erscheinung tritt, sind Anklänge an höhere Symmetrieverhältnisse in mannigfacher Art zu konstatieren. Naturgemäß können in dieser kurzen Beschreibung nicht alle Verwandtschaftsbeziehungen zur Sprache kommen. Wir werden uns jeweils mit einigen Hinweisen begnügen. Manche der hierher gestellten Mineralien hätten wir füglich zu den ersten drei morphologischen Gruppen rechnen können. Die Abgrenzung dieser vierten Gruppe ist ja eine rein konventionelle. Indessen wird es zweckmäßiger sein, wenn die im engeren Sinne hypokubischen, hypotetragonalen, hypohehexagonalen Mineralien von jenen getrennt werden, deren „richtige“ Aufstellung manchen Schwierigkeiten begegnet.

Wir beginnen unsere Betrachtung mit der Markasitgruppe.

Markasitgruppe $R^H S_2$. Rhombisch holoeidrisch

$R^H = \text{Fe, Co, Ni}$; $S_2 = S_2, \text{As}_2, \text{AsSb}, \text{AsS}, (\text{As, Bi})\text{S}$

Hauptminerale: $\text{FeS}_2 = \text{Markasit}$; $\text{FeSAs} = \text{Arsenopyrit}$, Arsenkies, Mißpickel; $\text{FeAs}_2 = \text{Löllingit}$. Untergeordnet: $(\text{Fe, Co})\text{AsS} = \text{Kobaltarsenkies}$ (Glaukodot); vorwiegend $\text{CoAs}_2 = \text{Safflorit}$; vorwiegend $\text{NiAs}_2 = \text{Rammelsbergit}$; vorwiegend $\text{Ni}(\text{As, S, Sb})_2 = \text{Wolfachit}$.

Allgemeine Kennzeichen: Es handelt sich um metallischglänzende, spröde Mineralien mit der Härte 4—6.

Allgemeine Morphologie: Sie kristallisieren rhombisch holoeidrisch mit Anklängen an den pseudokubischen und den pseudohehexagonalen Typus.

Morphologische Konstanten:

	a : b : c	$\angle_{(110)/(\bar{1}\bar{1}0)}$	$\angle_{(101)/(\bar{1}01)}$	$\angle_{(011)/(0\bar{1}\bar{1})}$	$\rho_0 = \angle_{(001)/(111)}$	$\varphi_0 = \angle_{(010)/(110)}$
Markasit. . <i>Sadebeck</i>	0,7662 : 1 : 1,2342	74° 55'	116° 20'	101° 58'	63° 46'	52° 33'
Arsenopyrit <i>Arzruni</i>	0,6773 : 1 : 1,1882	68° 13'	120° 38'	99° 50'	64° 44'	55° 54'
Löllingit. . <i>Brügger</i>	0,6689 : 1 : 1,2331	67° 33'	123° 3'	101° 55'	65° 43'	56° 13'

Die Zusammenstellung zeigt, daß die Achsenverhältnisse (bzw. die entsprechenden Winkel) der im übrigen morphologisch durchaus verwandten Hauptminerale ziemlich voneinander verschieden sind. $\angle(110)/(1\bar{1}0)$ schwankt um den Wert von 70° (beim Safflorit ist er bedeutend kleiner), $\angle(101)/(\bar{1}01)$ schwankt um 120° , $\angle(011)/(0\bar{1}1)$ schwankt um 100° . Nach der kristallographischen b-Achse ist in bezug auf die Dimensionierung Pseudohexagonalität vorhanden. Das findet seinen Ausdruck in einer relativ häufigen Zwillingsbildung nach (101). Auch die regelmäßigen Verwachsungen des Markasites und Arsenopyrites mit dem hexagonalen Pyrrhotin sind so, daß die b-Achse der rhombischen Minerale mit der c-Achse von Pyrrhotin übereinstimmt, wobei zugleich (001) der ersteren parallel ($10\bar{1}0$) des FeS ist (Fig. 203, B). Allein die übrige morphologische Entwicklung um [010] ist durchaus keine pseudo-hexagonale, es tritt im Gegenteil die Zone der a-Achse als ausgesprochen singuläre Hauptentwicklungszone hervor.

Mit einfachen kubischen Dimensionierungen sind die Achsenverhältnisse der in Frage stehenden Minerale vierfach in Beziehung zu setzen. Denken wir uns die b-Achse als Trigyre, die a-Achse als Digyre, die c-Achse also als [211]-Richtung eines wirklich kubischen Kristalles (siehe weiter unten bei der „Barytgruppe“), so würde resultieren

$$a : b : c = 0,8165 : 1 : 1,4142.$$

Wenn wir die Reihenfolge dieser Achsen in b, c, a abänderten und gleichzeitig die nunmehr letzte verdoppelten, so ließe sich das Verhältnis

$$a : b : c = 0,7071 : 1 : 1,1547$$

ableiten.

Die Verwachsungen mit kubischen Mineralen (wie Pyrit [Fig. 14, L], Galenit) folgen meist einer anderen Gesetzmäßigkeit. Es liegt (001) der rhombischen Minerale parallel einer Würfelfläche und die Diagonalen dieser Würfelfläche sind den rhombischen a- und b-Achsen gleichgerichtet (oder es ist noch eine Würfelfläche (110) parallel). Dieser Beziehung entspräche die Transformation:

rhombisch	pseudokubisch
[001]	[001]
[110]	[100]
[$\bar{1}10$]	[0 $\bar{1}0$]
(101)	(111).

Die drei so erhaltenen Achsen sind in der Tat nahezu gleich lang. Allein die Flächen von $\langle 110 \rangle$ wären dann deformierte Würfelflächen, und da deren Winkel um 70° statt 90° liegt, ergibt sich eine erhebliche Winkeldeformation. $\langle 101 \rangle$ wird jetzt zu der einen Hälfte deformierter Oktaederflächen, ergänzt durch $\langle 011 \rangle$. Die Zone der a-Achse wird zur pseudokubischen Zone [110]. Da die Minerale der Markasitgruppe meist spaltbar sind nach $\langle 110 \rangle$ und untergeordnet nach $\langle 001 \rangle$, wären sie in dieser Auffassung nach dem stark deformierten Würfel spaltbar. Schließlich ist zu erwähnen, daß der Winkel $(110)/(\bar{1}10)$ dem Winkel zwischen zwei Oktaederflächen nahe kommt, was eine andere und weitere Beziehung mit kubischen Verhältnissen andeutet. Es sehen auch, abgesehen von der nur zu a parallelen Streifung, manche Kombinationen $\langle 110 \rangle \cdot \langle 0k1 \rangle$ deformierten Oktaedern ähnlich.

Alle diese Beziehungen betreffen mehr die Dimensionierung als die gesamte morphologische Entwicklung. Letztere ist fast durchwegs derart, daß die Zone der a-Achse in der gewöhnlichen rhombischen Aufstellung Hauptentwicklungszone ist. Außerhalb dieser Zone sind nur $\langle 110 \rangle$, $\langle 101 \rangle$ und $\langle 111 \rangle$ wichtige Formen. Vergleicht man die beiden Projektionsfiguren von Markasit und Arsenopyrit (Fig. 223 und 226) miteinander, so sieht man, wie im formenärmeren Markasit nur diejenigen Zonen zur Geltung kommen, die bei Arsenopyrit die Hauptrolle spielen. Das sind in erster Linie die Zone $[100]$ und daneben die Zonen $[101]$, $[001]$ und $[010]$. Die Formenmannigfaltigkeit des Arsenopyrites entspricht im übrigen der Fortentwicklung derjenigen, die im Markasit bereits vorhanden ist. Als neue abgeleitete Zonen treten $[201]$ auf (abgeleitet aus $[100]$ und $[101]$), ferner $[110]$ (abgeleitet aus $[100]$ und $[010]$) und Teile von $[111]$ (abgeleitet aus $[100]$, $[001]$ und $[010]$).

Es wird aus dieser Diskussion zur Genüge hervorgegangen sein, daß in morphologischer Beziehung diese Mineralgruppe mannigfache Beziehungen zu höher symmetrischen Kristalltypen aufweist, ohne daß sie streng als hypokubisch, hypotetragonal oder hypohexagonal zu bezeichnen ist. Zweifellos gehört sie einem mehr oder weniger isometrischen Wachstumstypus an. Es mag aber hier mit Recht bezweifelt werden, ob von allen möglichen Aufstellungen die eine so ausgezeichnet ist, daß man sie als die „absolut richtige“ bezeichnen kann. *Fedorow* hat diese Mineralien als hypotetragonale, bzw. hypokubische beschrieben, mit der gewöhnlichen a-Achse als neuer c-Achse und den b- und c-Achsen als ungefähr gleichwertigen Horizontalachsen. Die relative Kürze der Hauptachse (in unserer Aufstellung der a-Achse) bedingt die starke Flächenentwicklung nach dieser Richtung. Man kann also auch die Gruppe verwandt mit der Rutilgruppe nennen. Unser Standpunkt, Kristallarten derartig komplexer Beziehungen gesondert zu behandeln, ist wohl der richtige. Trotz aller Anklänge an höhere Symmetrie bleibt eben doch, als Ganzes genommen, die Mineralgruppe typisch niedrigsymmetrisch, rhombisch.

Ein in allerletzter Zeit unternommener Versuch einer röntgenometrischen Strukturbestimmung scheint diese rein phänomenologisch abgeleiteten Gesetzmäßigkeiten in ausgezeichneter Weise zu bestätigen. Das Verhältnis der Identitätsabstände in den drei Achsenrichtungen entspricht dem Achsenverhältnis. Das Elementarparallelepiped des Markasites mit den Kanten $a = 3,35$, $b = 4,4$, $c = 5,35$ Ångströmeinheiten enthält zwei Moleküle FeS_2 . Die Fe-Atome liegen in den Ecken und in der Mitte des Elementarkörpers. Um jedes Fe-Atom sind hantelförmig (mit den Hanteln parallel den $\langle 100 \rangle$ -Ebenen) 2 Schwefelatome gruppiert. Man kann die Struktur also aus FeS_2 -Molekülen aufgebaut denken. Andererseits ist der Schwerpunkt zweier benachbarter, zu verschiedenen Eisenatomen gehörigen Schwefelatome auf $[010]$ -Richtungen mitten zwischen Fe-Atomen gelegen.

Die Auffassung der Struktur als Molekülgebäude läßt besonders einfach die bereits vorher phänomenologisch gefundenen Gesetzmäßigkeiten verstehen. Das Parallelepiped mit den Kanten $[001]$, $[110]$, $[110]$ erscheint als deformierter flächenzentrierter Würfel, andererseits ist bei gewöhnlicher Achsenwahl tatsächlich engste Beziehung mit der Rutilstruktur vorhanden, da ja auch bei Rutil die Ti-Atomschwerpunkte einen innenzentrierten Gitterkomplex bilden. Die a-Achse ist die kürzeste Verbindungslinie der Molekülschwerpunkte. $[111]$, $[010]$, $[001]$, $[110]$, $[101]$ sind weitere wichtige Gitterparameter, wie sich, abgesehen von der speziellen Reihenfolge, bereits aus den zonalen Verhältnissen ableiten ließ. $\langle 011 \rangle$ und $\langle 110 \rangle$ müssen Hauptformen sein, auf gewöhnliches Achsenverhältnis bezogen ist ja gewissermaßen ein stark deformierter rhombendodekaedrischer Typus zu erkennen.

Allgemeine chemische Verhältnisse: Über die Beziehung Pyrit → Markasit siehe Seite 60 und „Allgemeine Mineralogie“, Seite 527, über

die gesamte Isodimorphie siehe „Allgemeine Mineralogie“, Seite 596. Markasit ist meistens ziemlich reines FeS_2 , mit nur ganz untergeordnetem As-, eventuell Ni-, Co-, Pb-, Cu-Gehalt (? Beimengungen). Bei Arsenopyrit scheint das Verhältnis As:S bloß innerhalb geringer Grenzen von 1 abzuweichen, wobei das Achsenverhältnis $a:b$ gesetzmäßig variiert. Doch ist es schwer, Beimengungen heterogener Art von homogenen Mischungen zu unterscheiden. Auch Co, Ni, Sb werden bei der analytisch-chemischen Untersuchung in geringen Mengen gefunden. Die



Fig. 221. Polierter, ungeätzter Anschliff eines strahligen Markasitaggregates von Theux, Belgien. Polarisiertes Licht. Da das Reflexionsvermögen von der Schwingungsrichtung des auffallenden Lichtes abhängig ist, reflektieren ungleich orientierte Partien des Erzes das polarisierte Licht verschieden stark. Vergr. 48 fach.

Kobaltarsenkiese weisen ziemlich variable Verhältnisse von Fe und Co, sowie untergeordnet von Ni auf, währenddem der Löllingit häufig etwas S und Sb enthält.

Markasit FeS_2 . Rhombisch holodrisch

Spezielle Kennzeichen: Metallisch glänzend. Farbe speisgelb, oft ins Graue bis Grünlichgraue. Viel leichter verwitternd als Pyrit. Strich dunkelgrüngrau. Auch die Reflexionsfarbe in Anschliffen (Fig. 221) ist fast gleich der von Pyrit. Härte 6 bis 6,5. Spezifisches Gewicht 4,65 bis 4,9 (4,8).

Nur undeutliche Spaltbarkeit ist wahrnehmbar nach $\langle 110 \rangle$, vielleicht in Spuren auch nach $\langle 011 \rangle$. Bruch uneben.

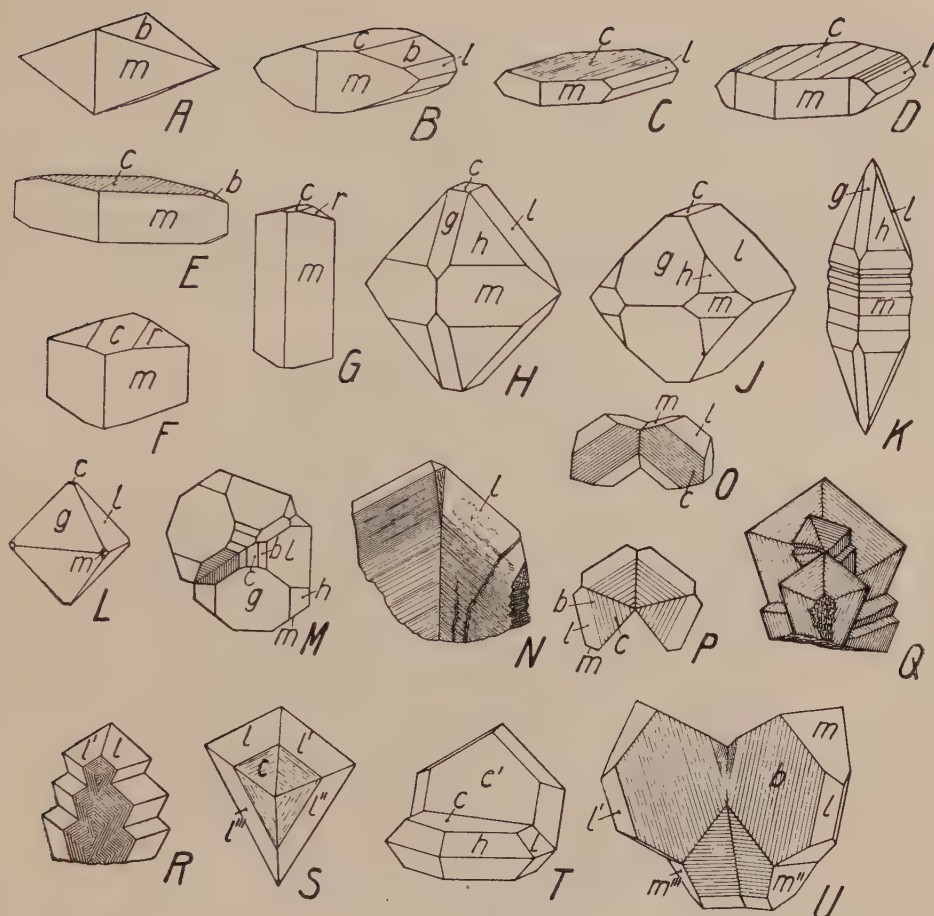


Fig. 222. Markasit. $c\langle 001 \rangle$, $m\langle 110 \rangle$, $g\langle 101 \rangle$, $l\langle 011 \rangle$, $b\langle 013 \rangle$, $r\langle 014 \rangle$, $h\langle 111 \rangle$. Indem zur einfachen Ausbildung A andere Prismen 1. Stellung sowie die Basis hinzukommen, entstehen tafelige, nach $[100]$ gestreckte und meist auch gestreifte Kristalle: B—E. Streckung nach $[001]$ ist bei diesem Typus seltener: F, G. H—L stellen im wesentlichen ein und dieselbe Kombination dar. Die vorhandene Verschiedenheit wird einzig durch die wechselnde Zentraldistanz der einzelnen Flächen bedingt. Die Oktaederähnlichkeit von L ist zu beachten. Typisch für Markasit ist die Zwillingsbildung. M (Kopfbild) ist ein gewöhnlicher Kontaktzwilling nach $\langle 110 \rangle$. Einen solchen in naturgetreuer Wiedergabe (Streifung!) zeigt N. Nach demselben Gesetz, aber ohne Verkürzung der Individuen, ist O gebaut. Bei P gliedert sich, vom Individuum links unten ausgehend, immer wiederum ein neues wendenzwillingartig an. Eine gleiche Ausbildung, jedoch naturgetreu gezeichnet (Speerkes), stellt Q dar. Manchmal ist die Ausbildung absätzig (R, vergl. auch N, rechts unten). Bei S ist der bei P noch offene Zwickel durch Verlängerung der beiden unteren Individuen ausgewachsen. T ist ein Zwilling nach $\langle 101 \rangle$; die beiden Basisflächen bilden einen Winkel von $116^\circ 20'$. U ist ein Doppelzwilling. Das Individuum mit ungestrichenen Buchstaben ist mit dem doppelgestrichenen Individuum nach $\langle 110 \rangle$ verzwillingt. In gleicher Weise ist die linke Hälfte verzwillingt, während das doppelt und dreifach gestrichene Individuum nach $\langle 101 \rangle$ symmetrisch sind. A Tunaberg; C, S Carmaux; D, L Wisconsin; G Wärmeland; K künstlich; M Illinois; N, P, Q, U Littmitz; T Freiberg.

Markasit leitet den elektrischen Strom, aber viel schlechter als Pyrit; der spezifische Widerstand $\parallel c$ ist = 1,0 bei 16° und = 0,2 bei 260° (Ohm · cm). Die spezifische Wärme zwischen 20° und 100° liegt um 0,13.

Spezielle Morphologie: Markasit tritt sehr häufig in traubigen, nieren, knolligen, kugeligen bis stalaktitischen Aggregaten von oft faseriger Struktur auf. Manchmal ist er noch völlig dicht (Leberkies) und von wohl ursprünglich kolloidaler Beschaffenheit ($\text{FeS}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O} = \text{Melnikowit}$). Der Habitus der Kristalle (Fig. 222) ist meist flach prismatisch nach der a-Achse oder tafelig nach (001). Prismatische Ausbildung nach $\langle 110 \rangle$,

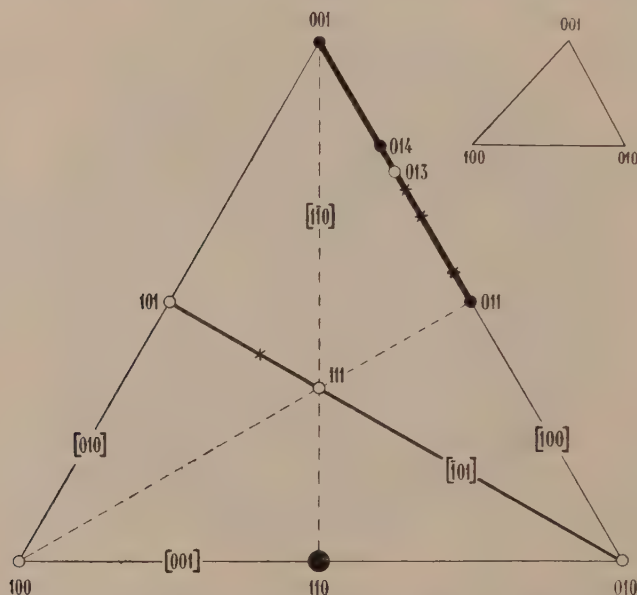


Fig. 223. Markasitprojektion. Wie auch die Bilder von Fig. 222 dartun, ist $[100]$ zwischen (011) und (001) das einzig wichtige Zonenstück. Das ungleichseitige gnomonische Projektionsdreieck zeigt die niedrige Symmetrie des Minerals.

sowie bipyramidaler Habitus sind seltener. Die Hauptformen sind $\langle 011 \rangle$, $\langle 110 \rangle$, $\langle 001 \rangle$, $\langle 101 \rangle$, $\langle 111 \rangle$, $\langle 014 \rangle$, $\langle 013 \rangle$. Dazu kommen: $\langle 012 \rangle$, $\langle 025 \rangle$, $\langle 212 \rangle$, $\langle 010 \rangle$, $\langle 100 \rangle$ mit zahlreichen Vizinalen (Fig. 223). $\langle 011 \rangle$ ist oft nur eine durch Vizinalen gebildete Scheinform. Die Kombination $\langle 110 \rangle$, $\langle 011 \rangle$, $\langle 013 \rangle$ sieht oft etwas pyritähnlich aus. $\langle 001 \rangle$ und $\langle 013 \rangle$ sind häufig parallel $[100]$ gerieft. Auch die Zonen $[011]$ und $[111]$ sind öfters stark mit Vizinalen besetzt. Besonders charakteristisch für Markasit sind die Zwillingsbildungen. Polysynthetische und Wendezwillinge nach $\langle 110 \rangle$ erzeugen die Formen des sogenannten Speerkieses und Kammkieses, wobei häufig auch Parallelverwachsungen sich mit fortgesetzter Zwillingsbildung vereinigen (Fig. 222, Q und R). Fiederförmige Streifung der vereinigten Basisflächen läßt die Zwillingsbildung meist gut deuten. Auch Zwillinge nach $\langle 101 \rangle$ treten auf (Fig. 222, T).

Pyrit und Markasit sind u. a. so miteinander verwachsen, daß zwei Würfelflächen von Pyrit parallel sind mit (110) und (001) von Markasit (vergl. Fig. 14, L). An künstlichem, reinem Markasit wurde das Achsenverhältnis $a:b:c = 0,7646:1:1,2176$ gefunden mit $\rho_0 = 63^\circ 29'$. Die natürlichen Mineralien scheinen erhebliche Schwankungen der morphologischen Größen aufzuweisen.

Vorkommen und Umwandlung: Markasit bildet nach vielen Mineralien Pseudomorphosen, beispielsweise nach Pyrrhotin, Pyrit, Galenit,

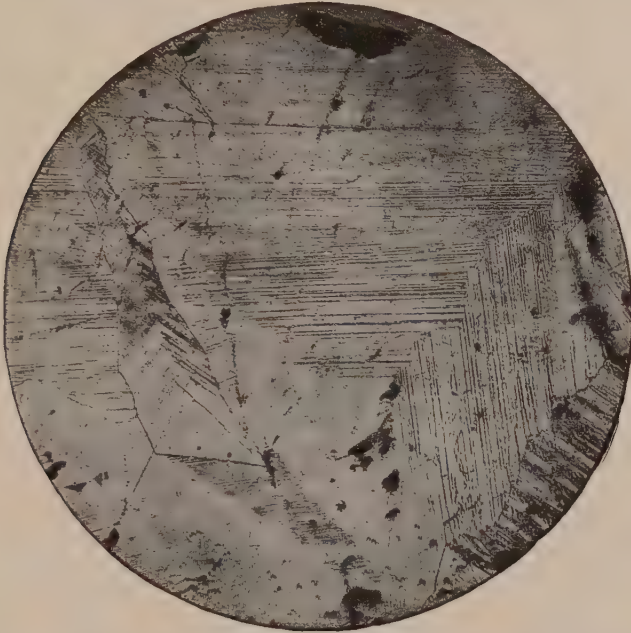


Fig. 224. Polierter und dann mit alkalischer Permanganatlösung geätzter Anschliff von Arsenopyrit (Freiberg) mit eingelagerten Systemen von Zwillingslamellen nach $\langle 110 \rangle$. 48 fache Vergr.

Argentit, Sulfosalzen, Zinkblende, Hämatit, Fluorit, Baryt, Calcit, Dolomit. Er wird leicht in Limonit, Eisenvitriol, oft auch in Pyrit umgewandelt. Als Vererzungsmittel tritt er in Sedimenten auf, in denen er auch Konkretionen bildet. Ferner entsteht er auf Erzlagerstätten, meist sekundär bei niedrigen Temperaturen und in Gegenwart freier Säuren.

Arsenopyrit (Arsenkies, Mißpickel) FeSAs

Rhombisch holodrisch

Spezielle Kennzeichen: Metallischglänzend, silberweiß, zinnweiß oder hellstahlgrau. Sehr häufig indessen gelb oder grau angelaufen. Strich grauschwarz, oft mit rötlichvioletttem bis bräunlichem Nebenton.

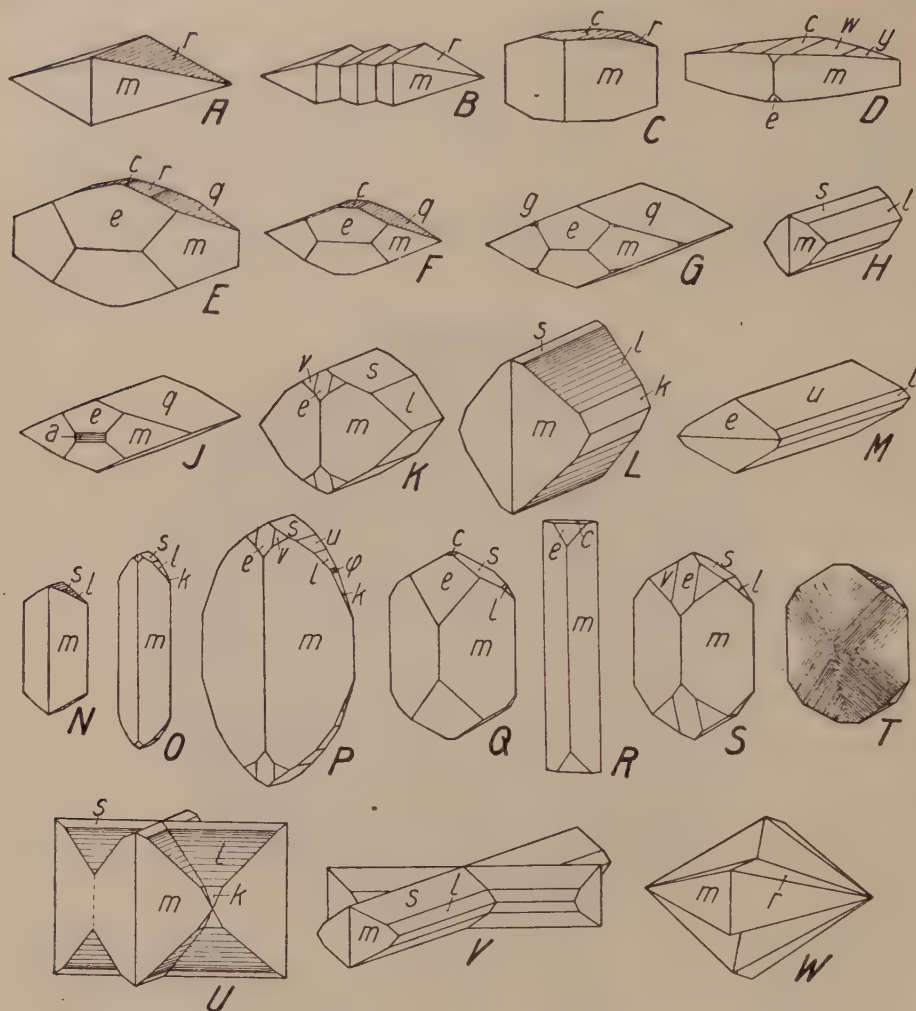


Fig. 225. Arsenopyrit. $a\langle 100\rangle$, $c\langle 001\rangle$, $w\langle 0\cdot 1\cdot 16\rangle$, $y\langle 018\rangle$, $r\langle 014\rangle$, $q\langle 013\rangle$, $s\langle 012\rangle$, $u\langle 023\rangle$, $l\langle 011\rangle$, $\varphi\langle 032\rangle$, $k\langle 021\rangle$, $e\langle 101\rangle$, $m\langle 110\rangle$, $g\langle 111\rangle$, $v\langle 212\rangle$. An speziellen Fundorten seien genannt: C Ivigtut; D Joachimstal; E Hohenstein; F Loire; G Oravicza; H, O Schweden; J Rauris; K, P Auerbach; L, U Binnental; M Ontario; N Freiberg; Q Nordmarken; R Redruth; S, T Schladming; V Turtmantal, Wallis. A ist die häufigste Ausbildungsweise von Arsenopyrit und stimmt mit A von Fig. 222 (hier aber weniger verbreitet) ganz überein. Eine parallele Verwachsung mehrerer Individuen dieser Zweiformenkombination zeigt B. Wie bei Markasit ist auch hier die $[100]$ -Zone durch Streifung (A, C, E, F, L, T, U), durch relativen Flächenreichtum (D, O, P), sowie durch Streckung (G—M, U, V) als wichtigste gekennzeichnet. Dagegen ist die Streckung nach $[001]$ (N—T) hier viel ausgeprägter als bei Markasit. Die strukturell wichtigen Zonen $[111]$ kommen durch die deutlich entwickelten Kanten $e:m$ und $m:l$ (E, F, G, J, K, L, O—S) und insbesondere durch die auffällige Streifung von T zu charakteristischer Geltung. Auch $[010]$ zeigt sich als Kante (E—G, M) und sogar als Streifung (J). U und V sind Zwillinge nach $\{110\}$; W ist ein Zwilling nach $\{101\}$. Auch Drillinge nach diesem Gesetz sind bekannt.

In Anschliffen (Fig. 224) fast reinweiße Reflexionsfarbe. Härte $5\frac{1}{2}$ —6. Spezifisches Gewicht 6—6,2. Ziemlich deutlich spaltbar nach $\langle 110 \rangle$, weniger gut nach $\langle 001 \rangle$. Bruch sonst uneben. Spezifische Wärme zwischen 10° und $100^\circ = 0,10$.

Spezielle Morphologie: Rhombisch holodrisch, meist gut kristallisiert (Fig. 225), doch auch blätterige, stengelige oder dichte Massen bildend. Durch Kombination von $\langle 110 \rangle$ mit $\langle 014 \rangle$, welch letzteres parallel der a-Achse gestreift ist, sehen die Kristalle oft „bipyramidal“ aus. In anderen Fällen und offensichtlich in Abhängigkeit von den Begleit-

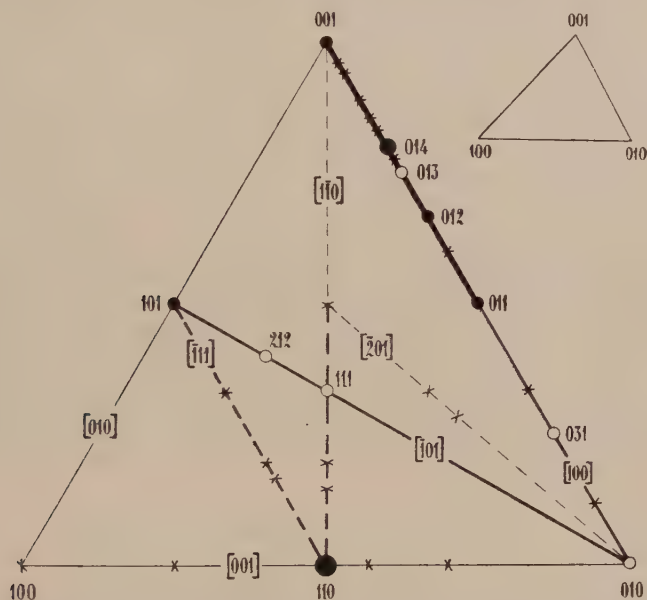


Fig. 226. Schematische Dreiecksprojektion von Arsenopyrit. In Fig. 225 tritt $\bar{1}11$ besonders schön an T als Streifung hervor. $\bar{1}01$ ist an G mit eg, an K, P und S mit ev entwickelt.

mineralien ist Arsenopyrit stengelig nach der c-Achse oder nach der a-Achse. 101 tritt ziemlich häufig auf, die wichtigste Entwicklungszone ist jedoch die Zone [100] mit $\langle 014 \rangle$, $\langle 011 \rangle$, $\langle 001 \rangle$, $\langle 010 \rangle$, $\langle 0 \cdot 1 \cdot 24 \rangle$, $\langle 0 \cdot 1 \cdot 16 \rangle$, $\langle 018 \rangle$, $\langle 016 \rangle$, $\langle 015 \rangle$, $\langle 027 \rangle$, $\langle 013 \rangle$, $\langle 012 \rangle$, $\langle 023 \rangle$, $\langle 054 \rangle$, $\langle 032 \rangle$, $\langle 021 \rangle$, $\langle 031 \rangle$, $\langle 0 \cdot 17 \cdot 2 \rangle$ usw. (Kombinationsstreifung). Von rhombischen Bipyramiden treten besonders auf $\langle 111 \rangle$, $\langle 212 \rangle$, $\langle 331 \rangle$, $\langle 321 \rangle$ (vergl. Fig. 226). Nach $\langle 101 \rangle$ und $\langle 110 \rangle$ sind sowohl Kontakt- wie Penetrationszwillinge bekannt. Sternförmige Drillinge nach $\langle 101 \rangle$ zeigen den pseudohexagonalen Charakter nach der b-Achse. Das Achsenverhältnis ist wohl mit dem Verhältnis As:S (siehe Seite 488) von Fundort zu Fundort schwankend. Über die regelmäßigen Verwachsungen mit Pyrit, Galenit und Pyrrhotin siehe Seite 486.

Chemismus und Vorkommen: Arsenopyrit wird oft von anderen sulfidischen oder silikatischen Mineralien verdrängt, andererseits enthalten die Kristalle manchmal reichlich Einschlüsse von Magnetit, Pyrrhotin usw. Pseudomorphosen nach Pyrit und Pyrrhotin sind bekannt geworden.

Arsenkies ist von magmatisch-pneumatolytischer bis hydrothermaler Entstehung. Silber-, Kobalt-, Nickelerze, Zinkblende, Magnetit, Pyrit, Pyrrhotin, Chalkopyrit, Galenit, Kassiterit, sowie Quarz, Fluorit, Wolframit, Karbonate sind wichtige Begleitminerale.

Löllingit (Arsenikalkies, Arseneisen) FeAs_2

Rhombisch holoeidrisch

Spezielle Kennzeichen: Farbe und Strich wie Arsenopyrit, doch eher noch heller, und Strich ohne Nebenton schwarz. Härte $5-5\frac{1}{2}$. Spezifisches Gewicht $7-7,2$. Spaltbarkeit nach $\langle 001 \rangle$ ziemlich deutlich, auch nach $\langle 110 \rangle$. Der Bruch ist uneben. Spezifische Wärme zwischen 10° und $100^\circ = 0,08$.

Spezielle Morphologie und Vorkommen: Habitus kurzsäulig nach $\langle 100 \rangle$ oder flachprismatisch mit gestreifter $[100]$ -Zone. Meist flächenarm und nur prismatisch umgrenzt. Zwillinge nach $\langle 101 \rangle$ wie bei Arsenopyrit. Vorkommen mit etwas geringerem Arsengehalt werden auch Leukopyrite genannt.

Löllingit findet sich auf Erzlagerstätten meist derb, zum Teil (Schlesien) im Serpentin.

Realgar As_2S_3 . Monoklin holoeidrisch

Spezielle Kennzeichen: Das Mineral ist harz- bis fettglänzend, durchsichtig bis durchscheinend. Die Farbe variiert von morgenrot bis rötlichorangerot, nicht selten mit gelben Flecken, die von der Umwandlung in Auripigment, As_2S_5 , herrühren. Schon unter dem Einfluß des Tageslichtes findet diese Umwandlung statt. Der Strich ist orangerot bis morgenrot. Spezifisches Gewicht $3,56$. Härte $1\frac{1}{2}$ bis 2 . Trotz mehrerer erkennbarer Spaltbarkeiten ist der Bruch im allgemeinen muschelig. Die beste Spaltbarkeit verläuft nach der Symmetrieebene (010) . Weitere Spaltbarkeiten sind nach $\langle 110 \rangle$, $\langle 001 \rangle$, $\langle 100 \rangle$ und eventuell $\langle 120 \rangle$ bekannt.

Physikalische Eigenschaften: Optisch zweiachsig negativ mit starker, geneigter Dispersion und erkennbarem Pleochroismus.

$$n_\alpha = 2,46, n_\beta = 2,59, n_\gamma = 2,61, 2V = 40^\circ \text{ (für Li-Licht). } \rho \gg \nu.$$

$$n_\beta = b, n_\gamma/c = 11^\circ \text{ mit starker Dispersion.}$$

Während in dünnen Blättchen n_α und n_β fast farbloses Licht geben, erscheint nach n_γ schwingendes Licht schwach goldgelb.

$\langle 111 \rangle$. Relativ häufig angetroffen werden außerdem: $\langle 340 \rangle$, $\langle 250 \rangle$, $\langle 150 \rangle$, $\langle 140 \rangle$, $\langle 350 \rangle$, $\langle 021 \rangle$, $\langle 031 \rangle$, $\langle \bar{1}01 \rangle$, $\langle \bar{2}01 \rangle$, $\langle \bar{1}21 \rangle$, $\langle \bar{1}31 \rangle$, $\langle \bar{2}21 \rangle$, $\langle \bar{2}11 \rangle$, $\langle \bar{2}12 \rangle$ usw. Oft herrschen die Basis und $\langle 110 \rangle$ oder $\langle 120 \rangle$ vor. Die

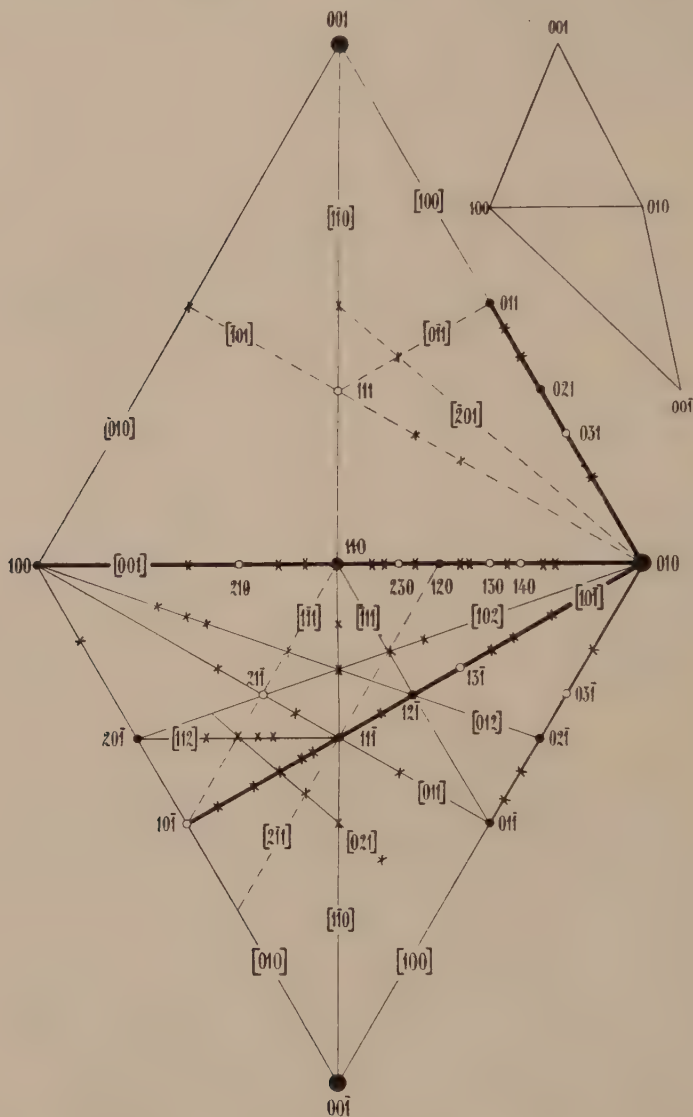


Fig. 228. Realgar. $[001]$, $[101]$ und $[100]$ sind die wichtigsten Zonen. Flächen allgemeiner Lage finden sich vorzugsweise im unteren Projektionsdreieck. Die starke Abweichung des Winkels β von 90° bewirkt die auffällige Asymmetrie der gnomonischen Projektionsdreiecke rechts oben.

Kristalle (Fig. 227) sind meistens kurzprismatisch (seltener nadelig) nach der c -Achse. Die große Zahl der Vertikalprismen erzeugt Vertikalstreifung. Über die Wichtigkeit der einzelnen Zonen gibt folgende Zu-

sammenstellung Auskunft (vergl. Fig. 228). Unter den ca. 60 mit Sicherheit bekannten Formen sind 17 Vertikalprismen und 11 Prismen der ebenfalls oft gestreiften Zonen [101]. Es müssen somit [001] und [101] wichtige Strukturrichtungen sein. Gleich wichtig wie die Zone [101] ist die Zone [100] zwischen (011) und (010). Weniger flächenreich sind die Zonen [011], [010], $\bar{[101]}$, [110]. Die meist relativ seltenen Formen mit drei verschiedenen Indizes gehören vorwiegend Zonen [012], [021], [102], [112], [111] usw. an. Die gesamte Entwicklung ist eine ziemlich isometrische mit (010) als schwach hervortretendem Knoten; die einfacheren Formen kommen oft in einer fast der kubischen Symmetrie entsprechenden Mannigfaltigkeit vor. Z. B. sind $\langle 112 \rangle$, $\bar{\langle 112 \rangle}$, $\langle 121 \rangle$, $\bar{\langle 211 \rangle}$, $\langle 121 \rangle$ bekannt. Demgegenüber steht die starke Winkeldeformation. Es läßt sich trotz des schwach pseudohexagonalen Charakters der Zonen [001] und [010] zurzeit keine bessere Aufstellung angeben. $a:b:c$ der hier adoptierten Aufstellung verhalten sich übrigens nahezu wie $\frac{1}{2} \sqrt{2}:1:\frac{1}{2}$.

Man erhält in grober Annäherung das Verhältnis $\sqrt{2}:1:1$, wenn die a- und c-Achse doppelt so groß gewählt werden. Diese Art der Aufstellung ist daher ebenso üblich wie diejenige, welche unseren Betrachtungen zugrunde gelegt wurde. Man hat dann: $a:b:c = 1,4403:1:0,9729$, $\chi\beta = 113^\circ 55'$ (Marignac), oder wenn die Zahlen des Goldschmidtschen Achsenverhältnisses benutzt werden: $1,4406:1:0,9715$, $\chi\beta = 113^\circ 45'$. Fedorow hat als „richtige“ Aufstellung des Realgars eine hypokubische angegeben, nach der die vorhandene Symmetrieebene eine erhalten gebliebene Nebensymmetrieebene ist. Der Richtung nach werden die Hauptzonen [001], [100] und [101] nach seiner Aufstellung zu Zonen $\bar{[111]}$, $\bar{[111]}$ und $\bar{[001]}$. Die Richtungen der neuen Koordinatenachsen haben die alten Symbole $\bar{[212]}$, $\bar{[212]}$, $\bar{[404]}$. Die Hauptspaltbarkeit würde nach $\bar{(110)}$ verlaufen. Alle diese verschiedenen Versuche zeigen lediglich, daß auch dieses Mineral Anklänge an höhere Symmetrie aufweist, ohne daß eine eindeutige Beziehung ersichtlich ist. Realgar ist ein typischer Vertreter unserer vierten morphologischen Hauptgruppe.

Chemische Verhältnisse und Vorkommen: Neben der Umwandlung in As_2S_3 kommt noch die in As_2O_3 in Betracht. Realgar findet sich als apomagmatisch entstandenes Mineral auf Erzgängen mit Auri-pigment, Antimonit, Arsen-, Blei-, Silber- und Golderzen. Auch eingesprenkt findet es sich in sulfidisch imprägnierten Dolomiten. Ferner ist Realgar vulkanisches Sublimationsprodukt und Thermalwasserprodukt.

Wolframitgruppe $[\text{WO}_4](\text{Fe}, \text{Mn})$

Monoklin holoedrisch, pseudotetragonal

Allgemeines: Eisen- und Manganwolframit bilden eine kontinuierliche Serie von Mischkristallen. Man nennt:

Ferberit $[\text{WO}_4]\text{Fe}$ mit Beimischung bis zu 20 Gewichtsprozenten $[\text{WO}_4]\text{Mn}$;

Wolframit $[\text{WO}_4](\text{Fe}, \text{Mn})$ Mischkristalle zwischen 20 und 80% Fe-,
bezw. Mn-Wolframit;

Hübnerit $[\text{WO}_4]\text{Mn}$ mit Beimischung bis zu 20% $[\text{WO}_4]\text{Fe}$.

Raspit ist $[\text{WO}_4]\text{Pb}$.

Sehr häufig ist den Gliedern der Wolframitreihe etwas Nb_2O_5 und Ta_2O_5 , sowie SiO_2 beigemischt. CaO , MgO , CuO sind meist nur in sehr geringen Mengen vorhanden, Fe_2O_3 kann etwas reichlicher auftreten. Spektroskopisch ist oft auch Mo, Sc, Sr, Ti, V, Cr, Al nachweisbar.

Spezielle Kennzeichen: Die undurchsichtigen, bräunlichschwarzen bis pechschwarzen, spezifisch schweren Kristalle besitzen einen fettigen Metallglanz. Selten sind sie, wie einzelne Hübnerite, in dünnen Blättchen rötlich durchscheinend. Gelbliche oder rötliche Stellen sind dann hie und da wahrnehmbar. Der Strich ist braun, dunkelrotbraun bis schwarz und nur in relativ reinen Ferberiten schwefelgelb, gelblichbraun bis grünlichgrau. Die großen, dicktafeligen, isometrischen bis stengeligen und nadeligen Kristalle zeigen gerne eine schalige Aggregierung. Divergentstrahlige bis derbe Aggregate treten gleichfalls auf. Der Bruch des spröden Minerals ist uneben, doch ist nach $\langle 010 \rangle$ eine sehr vollkommene Spaltbarkeit wahrnehmbar. Andere schlechtere Spaltbarkeiten laufen parallel $\langle 100 \rangle$ und $\langle 102 \rangle$. Die Härte ist $4-5\frac{1}{2}$. Das spezifische Gewicht variiert mit der Zusammensetzung von etwa 7,09—7,5.

Spezielle physikalische Eigenschaften: Die optischen Verhältnisse der opaken Varietäten sind nicht leicht zu bestimmen. Folgende Daten geben Anhaltspunkte:

Ferberit. Fast opak, im Dünnschliff rot. n_β für Li-Licht = 2,40 bei starker Doppelbrechung.

Wolframit. Fast opak; für Li-Licht:

$$n_\alpha = 2,26-2,31 \quad n_\beta = \text{ungefähr } 2,32-2,36 \quad n_\gamma = 2,42-2,46.$$

Optischer Charakter positiv, 2 V groß; Absorption $n_\gamma > n_\beta > n_\alpha$.

Hübnerit. Im Schliff oft deutlich pleochroitisch, je nach der Schliffdicke n_α orangerot bis lebhaftgelb, n_β lebhaft rot bis orangerot oder grünlichgelb, n_γ dunkelbraunrot oder blaßziegelrot bis olivgrün. Absorption $n_\gamma > n_\beta > n_\alpha$. Achsenebene \perp zu $\langle 010 \rangle$. Die Auslöschungsschiefe auf $\langle 010 \rangle$ gegen $[001]$ beträgt $17\frac{1}{2}^\circ$. Optisch positiv. 2 V relativ groß, oft um 70° . Für Na-Licht wurden bestimmt:

n_α	n_β	n_γ
2,17	2,22	2,32
bezw. 2,20	—	2,30.

Hübnerit ist oft etwas weicher als Ferberit.

Raspit ist optisch positiv mit sehr kleinem Achsenwinkel.

$$n_\alpha = 2,27 \quad n_\beta = 2,27 \quad n_\gamma = 2,30 \quad n_\beta \parallel b.$$

Das Pulver der Ferberite und Wolframite ist nicht selten schwach magnetisch. An Wolframit wurden folgende spezifischen Wärmen gemessen:

$t^\circ = 0-100$	$0-200$	$0-300$	$0-350$
$c_m = 0,0975$	0,0984	0,0995	0,1002.

Wolframitkristalle zeigen mitunter auf allen Flächen ein doppeltes System feiner Streifen nach $\langle 010 \rangle$ und $\langle 100 \rangle$; auf frischen Spaltflächen $\parallel \langle 100 \rangle$ fehlen diese. Nach dem optischen Verhalten handelt es sich um Translationsstreifen.

Spezielle Morphologie: Sowohl Ferberit als auch Wolframit und Hübnerit lassen sich praktisch auf das gleiche Achsenverhältnis $a:b:c = 0,8255 : 1 : 0,8664$; $\angle \beta = 90^\circ 28'$ (*Goldschmidt*) beziehen. Das Achsenverhältnis zeigt die pseudorhombische, bzw. pseudotetragonale bis hypokubische Entwicklung der Mineralgruppe. Es lassen sich enge Beziehungen zu den tetragonal kristallisierenden Mineralien der Scheelitgruppe feststellen. Indessen ist durch das Hervortreten der Zone $[001]$ mit der ausgesprochenen Streifung, sowie durch das öfters vorherrschende Pinakoid $\langle 102 \rangle$ der Habitus zumeist charakteristisch monoklin. Das ist der Grund, warum wir diese Mineralien nicht zu der im engeren Sinne hypokubischen Gruppe gerechnet haben. Die wichtigsten Formen sind in der Reihenfolge ihrer Häufigkeit: $\langle 100 \rangle$, $\langle 010 \rangle$, $\langle 110 \rangle$, $\langle 001 \rangle$, $\langle 210 \rangle$, $\langle 011 \rangle$, $\langle 102 \rangle$. Verbreitet sind noch: $\langle 111 \rangle$, $\langle 11\bar{1} \rangle$, $\langle 112 \rangle$, $\langle \bar{1}02 \rangle$, $\langle 904 \rangle$, $\langle 12\bar{1} \rangle$, $\langle 121 \rangle$. Alle übrigen in der Projektionsfigur (Figur 229) eingetragenen Formen sind untergeordnet, indessen charakterisieren manche von ihnen die Zonenzusammenhänge. Hauptzone ist $[001]$. Vertikalstreifung oder Verrundung ist häufig. Neben den übrigen Achsenzonen sind als bestimmend noch die $[111]$ -Zonen, $[121]$ -Zonen und Pseudorhombendodekaedernormalenzonen zu erwähnen.

Der Habitus der Wolframitminerale ist mannigfaltig (Fig. 230). Keilförmiger Habitus resultiert durch Vorherrschen von $\langle 100 \rangle$, $\langle 102 \rangle$, $\langle 210 \rangle$ bei Verlängerung nach der b -Achse. Damit treten gewöhnlich $\langle 110 \rangle$, $\langle 011 \rangle$, untergeordnet $\langle 112 \rangle$, $\langle 010 \rangle$, $\langle 111 \rangle$ auf. Penetrationszwillinge nach $\langle 023 \rangle$ sind nicht selten. Kurzprismatischer bis tafeliger Habitus resultiert, wenn $\langle 100 \rangle$, $\langle 210 \rangle$, $\langle 010 \rangle$, $\langle 001 \rangle$ und oft $\langle 102 \rangle$ herrschen. Tafelig sind die Kristalle meist nach dem stark gestreiften $\langle 100 \rangle$. Dann sind Berührungszwillinge nach $\langle 023 \rangle$ gerne vorhanden. Ein würfelähnlicher, isometrischer Habitus ergibt sich beim Vorherrschen der drei Hauptpinakoide. Im allgemeinen etwas nach der c -Achse gestreckt sind die rhombisch bis monoklin erscheinenden Kristalle mit den den Habitus bestimmenden Formen $\langle 100 \rangle$, $\langle 010 \rangle$, $\langle 102 \rangle$, zu denen als charakteristische Formen treten: $\langle 210 \rangle$ und $\langle 904 \rangle$. Parallelverwachsungen sind dann häufig. Eine sehr häufige Kombination für Wolframit ist die Kombination mit herrschenden $\langle 102 \rangle$ (oft kavernös), $\langle 110 \rangle$, untergeordnet $\langle 100 \rangle$, $\langle 102 \rangle$, $\langle 011 \rangle$, $\langle 121 \rangle$ usw. Berührungszwillinge nach $\langle 100 \rangle$ sind dann nicht selten. Stengelige Kristalle sind sowohl nach der c - wie nach der b -Achse bekannt, blätterige Kristalle besonders nach $\langle 100 \rangle$. Bei den Zwillingen nach $\langle 023 \rangle$ fallen die $\langle 100 \rangle$ -Flächen beider Individuen fast in eine Ebene.

Einige charakteristische Winkel lauten:

$(01\bar{0})/(120)$	$(100)/(110)$	$(010)/\langle 210 \rangle$	$(100)/(102)$	$(100)/(10\bar{2})$	$(904)/(100)$
$31^{\circ} 12'$	$79^{\circ} 6'$	$67^{\circ} 34'$	$61^{\circ} 57'$	$62^{\circ} 41'$	$22^{\circ} 53'$

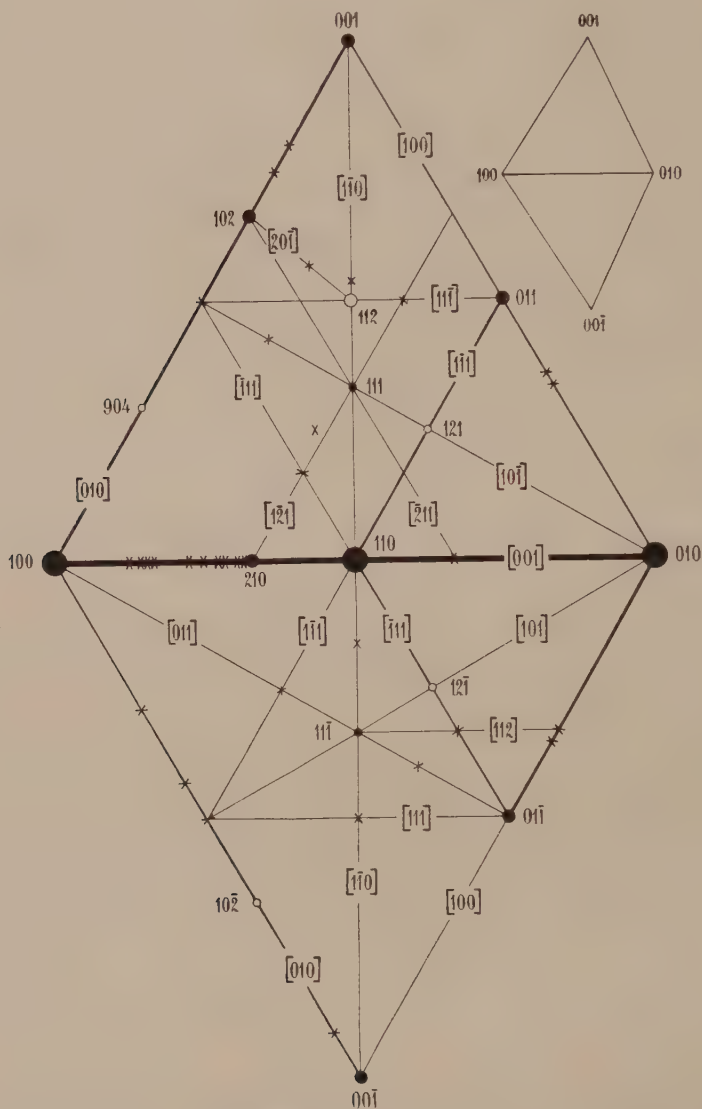


Fig. 229. Projektion der wichtigsten Formen und Zonen der Wolframitmineralien. Der Vergleich der gnomonischen Projektionsdreiecke in der Hilfsfigur rechts oben mit denjenigen von Fig. 228 zeigt, welchen Einfluß die Größe von β auf die Asymmetrie derselben ausübt.

φ (bezogen auf $(010) = 0^{\circ}$) und ρ sind für die Einheitsfläche (111) $50^{\circ} 40'$ und $53^{\circ} 49'$, für $(\bar{1}11)$ $50^{\circ} 14'$ und $53^{\circ} 34'$. $\angle (001)/(100) = 89^{\circ} 32'$.

Vorkommen: Die Wolframitminerale sind besonders pneumatolytischer Herkunft. Sie bilden mit Quarz Gänge, die oft auch Feldspat, Turmalin, Pyrit, Arsenopyrit, Kassiterit, Molybdänit, gediegen Wismut, Fluorit, Beryll usw. führen. Wolframit ist weiterhin ein wichtiger Begleiter des Kassiterites auf den Zinnsteinlagerstätten. Ferberitgänge

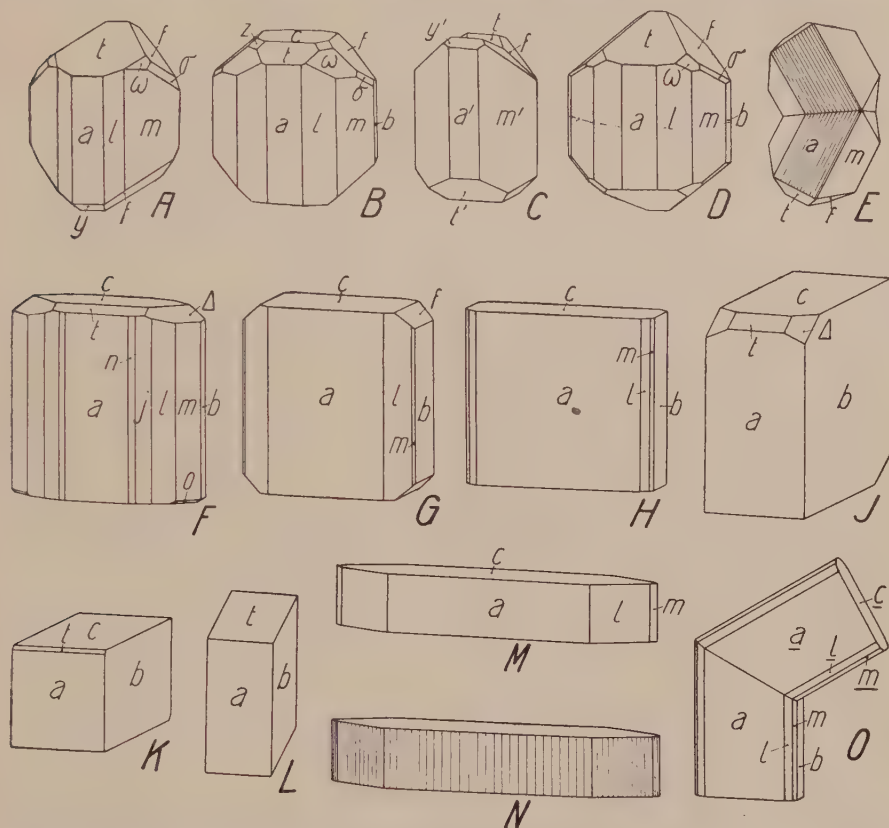


Fig. 230. Wolframitminerale. $a \langle 100 \rangle$, $n \langle 810 \rangle$, $j \langle 610 \rangle$, $l \langle 210 \rangle$, $m \langle 110 \rangle$, $b \langle 010 \rangle$, $f \langle 011 \rangle$, $c \langle 001 \rangle$, $t \langle 102 \rangle$, $y \langle 102 \rangle$, $\omega \langle 111 \rangle$, $\Delta \langle 112 \rangle$, $o \langle 111 \rangle$, $\sigma \langle 121 \rangle$. Die Figuren A und D (Erzgebirge), B (Ehrenfriedersdorf), C und E (Zinnwald) veranschaulichen den gewöhnlichen, keilförmigen Habitus des Wolframits. Praktisch kommt er dadurch zu noch vermehrter Geltung, daß die Kristalle gerne mit dem einen Ende der b -Achse aufwachsen und sich daher ausgesprochen „sphenoidisch“ entwickeln. C–E sind Zwillinge. Bei C ist (100) sowohl Zwillingssebene als auch Verwachsungsebene, während bei D die beiden Individuen nach der Basis verwachsen sind. E = Kontaktwilling nach 023 . Die Figuren F–O stellen Ferberite von Colorado dar. Die Prismenzone von F ist etwas reicher entwickelt als in den vorangehenden Beispielen, im wesentlichen aber vom gleichen platt-keilförmigen Charakter. Indem a , b und c , bzw. t an Ausdehnung gewinnen, entstehen eigentümliche, dicktafelige, parallelepipedische und würfelige Kristalle (G–L). Die nach $\langle 010 \rangle$ tafelige Ausbildung von L sei besonders erwähnt. Merkwürdig sind auch die nach der c -Achse verkürzten und nach der b -Achse verlängerten Kristalle, an denen aber eine intensive Streifung die Wichtigkeit von $[001]$ betont. O ist wie E verzwillingt.

stehen in Verbindung mit Goldtelluridgängen. Quarz, untergeordnet Adular, Chalkopyrit, Galenit, Scheelit, Zinkblende, Calcit usw. sind dann Begleitminerale. Reinit ist eine tetragonale Modifikation von $[\text{WO}_4]\text{Fe}$. Manche Wolframite, besonders die eisenhaltigen, sind oft etwas oxydiert und geben Ferritungstit ($\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot \text{WO}_3 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$) oder Limonit als Zersetzungsprodukte.

Barytgruppe $[\text{SO}_4]\text{R}^{\text{II}}$. Rhombisch holoeidrisch

Die Hauptminerale sind: $[\text{SO}_4]\text{Ba}$ = Baryt, Schwerspat; $[\text{SO}_4]\text{Sr}$ = Coelestin; $[\text{SO}_4]\text{Pb}$ = Anglesit. Ausgesprochene Mischkristallbildung findet man nur zwischen Baryt und Coelestin. Derartige Mischkristalle werden Barytcoelestine genannt.

Allgemeine Kennzeichen: Die an sich farblosen, jedoch nicht selten gelblich, bläulich, rötlich usw. gefärbten Minerale sind im Habitus variabel. Die Härte liegt zwischen $2\frac{1}{2}$ und $3\frac{1}{2}$. Als gute bis sehr gute Spaltbarkeiten treten ein Pinakoid und ein auf diesem Pinakoid senkrecht stehendes Prisma (mit einem um $75\text{--}79^\circ$ herum liegenden spitzen Winkel) auf.

Über die Abhängigkeit einiger physikalischer Eigenschaften vom Metallatom orientieren folgende Zusammenstellungen (siehe auch „Allgemeine Mineralogie“, S. 577):

	Spez. Gew.	Härte	Für Na-Licht (D_λ)				
			$n_\alpha = c$	$n_\beta = b$	$n_\gamma = a$	mittl. Brechungsindex (arithm. Mittel)	$n_\gamma - n_\alpha$
Coelestin	3,96	$3 - 3\frac{1}{2}$	1,6215	1,6232	1,6305	1,625	0,0090
Baryt . .	4,35	$2\frac{1}{2} - 3\frac{1}{2}$	1,6363	1,6373	1,6484	1,637	0,0121
Anglesit	6,35	$2\frac{3}{4} - 3$	1,8781	1,8832	1,8947	1,884	0,0166

Über die Veränderungen der optischen Konstanten mit λ und Temperatur orientieren folgende Angaben:

	Dispersion C— a (Fraunh. Linien) gew. Temperatur			$2 V n_\gamma$		Änderung von $n_\beta(D_\lambda)$ von 50° bis $+550^\circ$	Mittlere Zu- nahme von $2En_\gamma$ pro 100° für D_λ -Linie
	n_α	n_β	n_γ	D_λ - Linie	Dispersion G— a		
Coelestin	0,0150	0,0151	0,0159	$50^\circ 25'$	$3^\circ 10'$	— 0,008	$6^\circ 21'$
Baryt . .	0,0163	0,0165	0,0170	$37^\circ 2'$	$2^\circ 7'$	— 0,010	$5^\circ 54'$
Anglesit	0,0473	0,0475	0,0490	$68^\circ 30'$	$0^\circ 40'$	— 0,015	$9^\circ 7'$

Die reziproke Dispersion der Doppelbrechung $N = \frac{\Delta D}{\Delta F - \Delta C}$, wo ΔC , ΔD und ΔF die Doppelbrechungen für die C-, D- und F-Linie bedeuten, wurde bestimmt zu

	Cölestin	Baryt	Anglesit
$n\beta - n\alpha$ $\left\{ \begin{array}{l} \Delta F - \Delta C \\ \Delta D \\ N \end{array} \right.$	0,000113 0,001846 16,4	0,000181 0,001021 6,6	0,000307 0,005232 17,0
$n\gamma - n\beta$ $\left\{ \begin{array}{l} \Delta F - \Delta C \\ \Delta D \\ N \end{array} \right.$	0,000152 0,007208 47,4	0,000301 0,010835 36,0	0,000394 0,011542 29,3
$n\gamma - n\alpha$ $\left\{ \begin{array}{l} \Delta F - \Delta C \\ \Delta D \\ N \end{array} \right.$	0,000265 0,009054 34,2	0,000482 0,011856 24,6	0,000701 0,016774 23,9

Alle drei Mineralien sind somit optisch positiv mit der Orientierung $n_\gamma = a$, optische Achsenebene parallel (010). Es ist $\rho < v$, und die Dispersion ist ziemlich stark.

Weitere physikalische Daten:

	Reflexionsmaxima (für λ in μ) parallel:			Dielektrizitätskonstante für $\lambda = 300 \mu$		
	$n\alpha$	$n\beta$	$n\gamma$	$n\alpha$	$n\beta$	$n\gamma$
Coelestin	8,84; 48; 85	9,05; 58,5; 135	8,35; 45,5; 84	9,3; 44; 8,5		
Baryt . .	8,93; 62; 97	n. b. 61; 120	8,30; 51; 130	9,1; 23,5; 9,8		
Anglesit	n. b. 63; 98	n. b. 67; 94	n. b. n. b. n. b.	44; 50; n. b.		

Allgemeine morphologische Kennzeichen: Die Mineralien der Barytgruppe kristallisieren ausgesprochen rhombisch intermediär. Mannigfache Beziehungen zu höher symmetrischen Kristallen lassen sich konstatieren, ohne daß eine charakteristische Pseudosymmetrie erkennbar würde. Es ist daher verständlich, daß diese Mineralien eine verschiedene Aufstellung erfahren haben. Im Gebrauch sind besonders drei Aufstellungen. In der Orientierung nach *Hauy* sind $\langle 001 \rangle$ und $\langle 110 \rangle$ die Spaltformen. Nach *Mohs* sind $\langle 010 \rangle$ und $\langle 101 \rangle$ Spaltformen, und *Fedorow* hat bei gleicher Aufstellung die a -Achse verdoppelt, so daß nach $\langle 010 \rangle$ und $\langle 201 \rangle$ Spaltbarkeit auftritt. Die Angaben der optischen Verhältnisse in obigen Zusammenstellungen beziehen sich (gleich wie die folgenden Habitusbilder und diejenigen in der „Allgemeinen Mineralogie“, S. 207) auf die gebräuchlichste Aufstellung von *Hauy*. Die Achsenverhältnisse sind etwas variabel. Sie seien jeweils für die *Hauysche* und die *Fedorowsche* Aufstellung mitgeteilt.

	$a : b : c$ (<i>Hauy</i>)	$a : b : c$ (<i>Fedorow</i>)	$a : b : c$ (<i>Fedorow</i>) nach anderen Bestimmungen
Coelestin.	0,7790 : 1 : 1,2800 (<i>Auerbach</i>)	1,1390 : 1 : 0,7812	1,2172 : 1 : 0,7793
Baryt . .	0,8152 : 1 : 1,3136 (<i>Helmhacker</i>)	1,2640 : 1 : 0,7612	1,2412 : 1 : 0,7618 (<i>Becke</i>)
Anglesit .	0,7852 : 1 : 1,2894 (<i>Kokscharow</i>)	1,2179 : 1 : 0,7755	1,2176 : 1 : 0,7793

Aus den ersten zwei Serien von Achsenverhältnissen resultieren folgende Winkel:

Bezeichnung <i>Hauy</i> Bezeichnung <i>Fedorow</i>	$(110)/(\bar{1}\bar{1}0)$ $(201)/(20\bar{1})$	$(001)/(102)$ $(010)/(110)$	$(001)/(104)$ $(010)/(120)$	$(001)/(111)$ $(010)/(011)$	$(001)/(111)$ $(010)/(211)$	$(102)/(\bar{1}02)$ $(110)/(\bar{1}10)$	$(011)/(0\bar{1}1)$ $(011)/(011)$
Coelestin . .	75° 50'	39° 24 $\frac{1}{2}$ '	22° 20'	52° 0'	64° 21'	78° 49'	104° 0'
Baryt	78° 22 $\frac{1}{2}$ '	38° 51 $\frac{1}{2}$ '	21° 56 $\frac{1}{2}$ '	52° 43'	64° 19'	77° 43'	105° 26'
Anglesit . .	76° 16 $\frac{1}{2}$ '	39° 23'	22° 19'	52° 12'	64° 24 $\frac{1}{2}$ '	78° 47'	104° 24 $\frac{1}{2}$ '

Alle drei Kristallarten sind formenreich. Von Baryt kennt man mehr als 250 verschiedene Formen, von Coelestin sind über 100 bekannt, und Anglesit nimmt in bezug auf Formenvariabilität eine Zwischenstellung zwischen Baryt und Coelestin ein. Daß zwischen den drei Mineralien sehr enge Verwandtschaft besteht, geht aus folgenden Erörterungen hervor, die sich der *Hauyschen* Symbolik bedienen.

Alle wichtigsten Wachstumsformen sind den drei Mineralien gemeinsam, z. B. $\langle 001 \rangle$, $\langle 110 \rangle$, $\langle 102 \rangle$, $\langle 011 \rangle$, $\langle 111 \rangle$, $\langle 122 \rangle$, $\langle 010 \rangle$, $\langle 100 \rangle$, $\langle 101 \rangle$, $\langle 104 \rangle$, $\langle 120 \rangle$, $\langle 210 \rangle$, $\langle 324 \rangle$, $\langle 113 \rangle$, $\langle 112 \rangle$, $\langle 221 \rangle$, $\langle 124 \rangle$. Im ganzen sind bis jetzt 49 gemeinsame Formen beobachtet worden. Dazu kommen noch 53 Formen, die wenigstens schon bei zweien von den drei Mineralien aufgefunden wurden. Die Zonen $[001]$, $[100]$, $[010]$, $[110]$, $[210]$, $[011]$, $[111]$, $[211]$, $[201]$, $[101]$ sind die gemeinsamen wichtigen Zonen. Sie enthalten jeweils ungefähr 90% aller bekannten Formen.

Im einzelnen ergibt sich etwa folgendes:

Aus der Zone $[001]$ sind bei Baryt in ziemlich gleichmäßiger Verteilung Formen bekannt. Coelestin scheint nicht so reich an den Pinakoiden benachbarten Formen zu sein, und bei Anglesit sind besonders $\langle 110 \rangle$ benachbarte Prismen entwickelt, während die Besetzung gegen $\langle 010 \rangle$ spärlicher wird.

Die Zone $[100]$ ist, sofern die Indizes betrachtet werden, etwas einseitig gegen die Basis entwickelt, eine gleichmäßigere Verteilung kommt nur dem Anglesit zu.

Die Zone $[010]$ enthält bei Baryt eine Reihe von Vizinalformen zur Basis, zu $\langle 102 \rangle$ und $\langle 101 \rangle$. Das gleiche gilt für Coelestin; auch beim Anglesit ist die Entwicklung gegen $\langle 001 \rangle$ einseitig. In den Zonen $[110]$ ist gleichfalls die stärkere Entwicklung gegen die Basis zu erkennen (insbesondere von $\langle 221 \rangle$ bis $\langle 001 \rangle$ bei Coelestin, während bei Anglesit auch $\langle 332 \rangle$ benachbarte Formen eine Rolle spielen).

In den Zonen $[011]$ sind besonders die Zonenstücke $(111) \rightarrow (011)$ formenreich.

Die Zonen $[210]$ besitzen bei Baryt und Anglesit Spezialformen zwischen (121) und (001) .

Die Zonen $[111]$ sind für Baryt und Coelestin nur Entwicklungszonen im Bereich von (121) nach (011) . Anglesit enthält auch relativ viel Formen von (121) bis (110) , insbesondere dem letzten Prisma benachbart.

Die Zonen $[211]$ sind nur von (113) , bzw. (131) gegen (011) hin stärker entwickelt.

Formen der Zonen $[311]$ sind nur bei Baryt zwischen (141) und (011) , (114) und (011) besonders hervorzuheben, auch die „Gruppe der Vizinalen“ in der Gegend

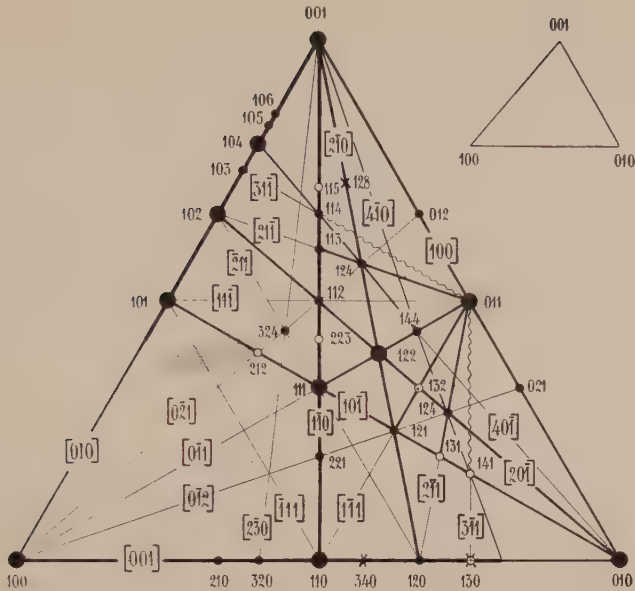


Fig. 231. Dreiecksprojektion der hauptsächlichsten Flächen und Zonen von Baryt und Anglesit in *Havy'scher* Aufstellung mit $\{001\}$ und $\{110\}$ als Spaltformen. Mit ausgefüllten Kreisen sind beiden Mineralien gemeinsame Formen vermerkt. Zusätzliche Barytformen sind durch leere Kreise, ebensolche Anglesitformen durch Kreuze bezeichnet.

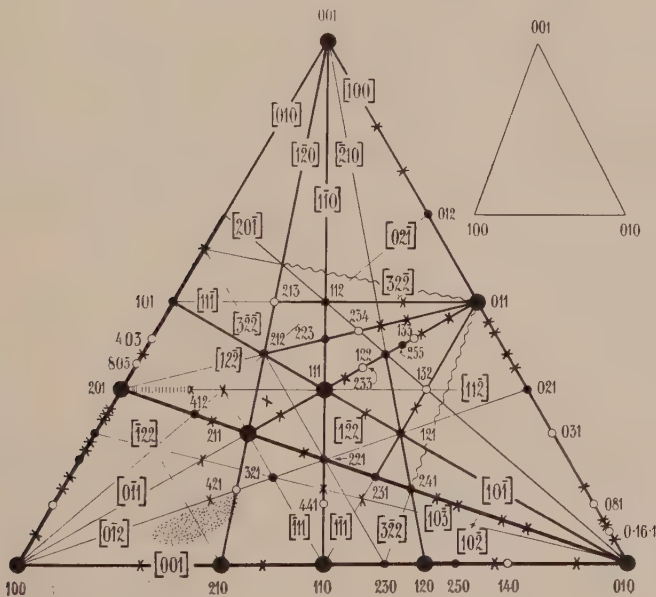


Fig. 232. Projektion der wichtigsten Flächen und Zonen der Mineralien der Barytgruppe in *Fedorowscher* Aufstellung mit $\{010\}$ und $\{201\}$ als Spaltformen. Ausgefüllte Kreise bedeuten hier Formen, die Baryt, Anglesit und Coelestin gemeinsam sind. Durch Kreuze sind Formen eingetragen, die sich bei zweien der drei Mineralien finden. Individuelle Verhältnisse sind durch besondere Signatur angedeutet.

von $\langle 312 \rangle$, $\langle 413 \rangle$, $\langle 514 \rangle$, $\langle 10 \cdot 1 \cdot 7 \rangle$, $\langle 524 \rangle$ ist einzig für Schwerspat charakteristisch. Bei Anglesit treten (110) benachbarte Formen der Zonen $[221]$ etwas in den Vordergrund.

In Fig. 231 sind die wichtigsten Formen von Baryt und Anglesit, bezogen auf die Aufstellung von *Hauy* eingetragen. Ausgefüllte Kreischen entsprechen zugleich Formen, die auch vom Anglesit her bekannt sind. Zusätzliche wichtigere Formen von Baryt sind durch einfachen Kreis, zusätzliche wichtigere Formen des Anglesits durch Kreuz gekennzeichnet. Man erkennt, wie von (011) , (001) und (010) die hauptsächlichsten Entwicklungszonen ausstrahlen. Charakteristisch ist, daß die Zonen $[210]$, $[201]$, $[211]$ deutlich hervortreten und wenigstens teilweise mit den entsprechenden Zonen $[hhl]$ in bezug auf Wichtigkeit konkurrieren.

Das führt zur Frage, ob nicht zweckmäßiger die a -Achse doppelt so groß genommen werde. Die Fig. 232 zeigt die dann resultierenden Verhältnisse, zugleich unter Vertauschung von b - und c -Achse, also unter Benutzung der *Fedorowschen* Aufstellung. Die Formenverteilung ist jetzt etwas symmetrischer geworden, die neue c -Achse hat schwach pseudotetragyrischen Charakter. In dieser Figur sind alle Formen, die den drei Mineralien gemeinsam sind, durch gefüllte Kreischen dargestellt. Kreuze entsprechen Formen, die von zweien der drei Mineralien bekannt sind. Die oben vermerkten (dort in *Hauyscher* Aufstellung!) individuellen Verhältnisse sind durch eine besondere Signatur gekennzeichnet. Eine Entscheidung darüber, welche von den zwei hier benutzten Aufstellungen den Vorzug verdiene, ist schwer zu treffen. Röntgenometrische Untersuchungen haben es wahrscheinlich gemacht, daß die *Fedorowschen* Achsenlängen den Elementarperioden proportional sind. Trotzdem wollen wir im weiteren Verlaufe der *Hauyschen* Aufstellung den Vorzug geben. Sie hat sich am meisten eingebürgert und erteilt den Spaltformen die einfachsten Symbole (nämlich $\langle 001 \rangle$ und $\langle 110 \rangle$). Im übrigen muß besonders betont werden, daß, wie bei Markasit, infolge Annäherung der Achsenverhältnisse an Verhältnisse kubischer Identitätsabstände in verschiedenen Zonen ähnliche Winkelwerte sich wiederholen. Es muß daher, umsomehr als der Habitus sehr variabel ist, die Orientierung mit Sorgfalt vorgenommen werden. Zum Vergleich mit Werten, die bei kubischer Dimensionierung leicht interpretiert werden können¹⁾, seien folgende Achsenverhältnisse genannt:

$$\sqrt{2} : \sqrt{3} : \sqrt{6} = 0,8165 : 1 : 1,4142, \text{ statt } 0,815 : 1 : 1,314 \text{ bei Baryt}$$

$$\frac{\sqrt{6}}{2} : \sqrt{2} : \sqrt{3} = 0,8660 : 1 : 1,2247, \text{ statt } 0,785 : 1 : 1,289 \text{ bei Anglesit}$$

$$\frac{\sqrt{3}}{2} : \frac{\sqrt{6}}{2} : \sqrt{2} = 0,7071 : 1 : 1,1547, \text{ statt } 0,779 : 1 : 1,28 \text{ bei Coelestin}$$

Es weisen die Formen $\langle hkl \rangle$, $\langle k \cdot l \cdot 2h \rangle$, $\langle l \cdot 2h \cdot 2k \rangle$ ganz ähnliche Positionen auf, wodurch nicht selten fehlerhafte Orientierungen resultieren. Bereits in der „Allgemeinen Mineralogie“, Seite 659, ist übrigens auf die pseudokubische Deutung derartiger Kombinationen aufmerksam gemacht worden. Man ersieht daraus, daß hinsichtlich der morphologischen Verhältnisse Anklänge an höhere Symmetrie nicht fehlen, daß jedoch der Mangel einer eindeutigen Beziehung die Zuordnung zum vierten Haupttypus rechtfertigt. Von keinem der drei Mineralien sind durch Wachstum zustande gekommene Zwillingsbildungen bekannt. Ein lamellarer Bau gewisser Baryte wurde

¹⁾ Die Zahlen der ersten Reihe entsprechen den Parametern in Richtungen $[011]$, $[111]$, $[211]$, die anderen ergeben sich hieraus durch Umstellung und Halbierung.

als Druckzwillingsbildung beschrieben, entspricht jedoch eher Knickungs- und Biegungserscheinungen um $[010]$. Bei Baryt konnten in der Tat Translationen nach $T = \langle 001 \rangle$ mit $t = [100]$ nachgewiesen werden mit $[010]$ als Fältelungsachse. Daneben treten Translationen nach $T = \langle 011 \rangle$ mit $t = [0\bar{1}1]$ auf. Für letztere ist $[100]$ die Richtung, um die Fältelungen erzeugt werden können.

Allgemeine chemische Verhältnisse: Alle drei Sulfate zeigen beim Erhitzen Umwandlungspunkte in morphologisch unbekannte Modifikationen. Diese Umwandlungspunkte liegen unter Atmosphärendruck bei folgenden Temperaturen:

	SrSO_4	BaSO_4	PbSO_4
Umwandlungs- temperatur	1152°	1149°	ca. 860°

Auch Anhydrit besitzt bei 1193° einen derartigen Umwandlungspunkt und es scheint, daß die Modifikationen des höhergelegenen Temperaturbereiches mit dem CaSO_4 höherer Temperatur enger verwandt sind, so daß zum mindestens SrSO_4 und BaSO_4 eine vollständige Mischkristallserie mit sogenanntem α -Anhydrit bilden. In der Natur hat man, infolge der vorzugsweise hydrothermalen Entstehung der Sulfate, von diesen Modifikationen keinerlei Anzeichen entdecken können. Die bei der Umwandlung auftretenden Mischungslücken zwischen Sr- und Ca-Salz, sowie Ba- und Ca-Salz sind recht augenfällig. Daß Baryt und Coelestin Mischkristalle bilden, ist bereits einleitend mitgeteilt worden. Baryt enthält außerdem oft etwas Ca oder $(\text{NH}_4)_2$. Diese Bestandteile haben auf die Größe des Achsenverhältnisses nur einen kleinen Einfluß. Gering sind im allgemeinen der Ca-Gehalt und der Gehalt an anderen Beimischungen im Coelestin und insbesondere im Anglesit. Ein Coelestin mit 0,69% BaO und 0,67% CaO ergab folgende Daten:

n_α	n_β	n_γ	2 V
1,6220	1,6238	1,6311	53° 03'

Baryt (Schwerspat) $[\text{SO}_4]\text{Ba}$. Rhombisch holoeidrisch

Spezielle Kennzeichen: Außer in schönen Einzelkristallen tritt Baryt in schaligen, grobblättrigen, fächer- bis bündelartigen Aggregaten auf. Auch körnige bis dichte Aggregate, kugelige und nieriige Ausbildungsweisen, faserige und oolithische Texturen sind bekannt. Stalaktitische Formen sind seltener. Baryt ist oft farblos und klar durchsichtig, der Strich ist weiß. Sehr häufig ist indessen das Mineral schwach gefärbt, wobei fleischrote, gelbliche, bläuliche, graue bis braune Farbentöne vorherrschen. Undurchsichtige, weiße oder durch Bitumen schwarzgefärbte Baryte treten auf. Das spröde Mineral besitzt im ganzen einen muscheligen Bruch. Es ist vollkommen spaltbar nach

(001) (Aufstellung nach *Hauy*). Perlmutterglanz auf den Flächen dieses Pinakoides ist daher wahrnehmbar. Die Spaltbarkeit nach (110) ist etwas weniger gut (Glasglanz). Nach (010) sind wohl vorzugsweise Absonderungen erkennbar. Die Härte liegt zwischen $2\frac{1}{2}$ und $3\frac{1}{2}$, meist dem letzteren Werte näher als dem ersteren. Das spezifische Gewicht ist für ein glasglänzendes Mineral relativ hoch, nämlich 4,3—4,7.

Spezielle physikalische Eigenschaften: Manche Angaben sind in dem allgemeinen Abschnitt über die Barytgruppe enthalten. Das optisch positive Mineral mit (010) als optischer Achsenebene zeigt im speziellen folgende Dispersionsverhältnisse bei Zimmertemperatur:

Fraunh.-Linie	B	C	D ₂	F	G
n_α	1,6326	1,6336	1,6363	1,6427	1,6481
n_β	1,6337	1,6346	1,6373	1,6440	1,6494
n_γ	1,6446	1,6456	1,6484	1,6551	1,6607
2 V { gem.	35° 57'	36°	36° 36'	37° 65'	—
ber.	36° 26'	36° 37'	37° 2'	37° 45'	38° 23'

Die Änderung der optischen Konstanten mit der Temperatur geht aus folgenden Daten hervor, die sich auf die D₂-Linie beziehen:

Temperatur	20°	100°	228°	310°	413°	570° C
n_α	1,6360	1,6348	1,6323	1,6306	1,6285	1,6252
n_β	1,6374	1,6364	1,6342	1,6327	1,6308	1,6279
n_γ	1,6480	1,6464	1,6432	1,6411	1,6385	1,6345

Die Ebene der elektrischen Achsen steht senkrecht zur Ebene der optischen Achsen.

Für die mittlere spezifische Wärme zwischen 18° und t° werden folgende Werte gegeben:

t	= 150°	300°	500°	890°
c _m	= 0,114	0,125	0,129	0,132

Das Achsenverhältnis ändert sich mit der Temperatur folgendermaßen:

Temperatur	— 60°	+ 20°	+ 100°	+ 228°	+ 570°
a	0,8161	0,8155	0,8150	0,8141	0,8124
c	1,3121	1,3125	1,3120	1,3106	1,3047

Der mittlere lineare Ausdehnungskoeffizient bei 40° wurde = 0,00001806 gefunden.

Das elastische Verhalten wurde genauer untersucht. Ein Druck von 1 g pro cm² liefert nachstehende Werte:

$s_{11} = 16,13 \cdot 10^{-10}$	$s_{22} = 18,57 \cdot 10^{-10}$	$s_{33} = 10,42 \cdot 10^{-10}$
$s_{44} = 82,30 \cdot 10^{-10}$	$s_{55} = 34,16 \cdot 10^{-10}$	$s_{66} = 35,36 \cdot 10^{-10}$
$s_{23} = -2,46 \cdot 10^{-10}$	$s_{31} = -1,88 \cdot 10^{-10}$	$s_{12} = -8,80 \cdot 10^{-10}$
$c_{11} = 9,07 \cdot 10^8$	$c_{22} = 8,00 \cdot 10^8$	$c_{33} = 10,74 \cdot 10^8$
$c_{44} = 1,22 \cdot 10^8$	$c_{55} = 2,93 \cdot 10^8$	$c_{66} = 2,83 \cdot 10^8$
$c_{23} = 2,73 \cdot 10^8$	$c_{31} = 2,75 \cdot 10^8$	$c_{12} = 4,68 \cdot 10^8$

Die Löslichkeit (l = Anzahl g BaSO₄ in 100 g Lösung) bei der Temperatur t gibt folgende Tabelle:

$t = 0,77^\circ$	$3,35^\circ$	18°	25°	$26,75^\circ$	$33,27^\circ$	50°	100°
$1 \cdot 10^4 = 1,71$	2,07	2,30	2,47	2,66	3,29	3,36	3,90

Der Schmelzpunkt des Baryts liegt bei ca. 1580° .

Pyroelektrische Erregbarkeit und anomale Ätzfiguren haben zur Hypothese eines Aufbaues aus niedrigsymmetrischen Lamellen Veranlassung gegeben. Andere Beobachtungen sprechen jedoch für die rhombisch holodrische Symmetrie.

Röntgenometrische Bestimmungen haben die *Fedorowsche* Aufstellung bezw. Achsenlängenvahl als richtig erkennen lassen. Es enthält das Elementarparallelepiped mit (*Fedorowsche* Aufstellung!)

$$a = 8,9 \quad b = 7,2 \quad c = 5,4$$

4 Moleküle BaSO_4 .

Spezielle Morphologie: Charakteristische Winkelwerte sind bereits Seite 504 vermerkt worden. Die Schwankungen des Achsenverhältnisses sind im allgemeinen gering. Sie bewegen sich (*Hauysche* Aufstellung, wie immer im folgenden) zwischen den Werten:

$$a = 0,8119—0,8177 \quad c = 1,3055—1,3158.$$

Die häufigst vorkommenden Formen sind (vergl. Fig. 231): $\langle 001 \rangle$, $\langle 110 \rangle$, $\langle 102 \rangle$ und $\langle 011 \rangle$. Noch sehr verbreitet sind $\langle 111 \rangle$, $\langle 010 \rangle$, $\langle 100 \rangle$, $\langle 101 \rangle$, $\langle 104 \rangle$. Es schließen sich an: $\langle 122 \rangle$, $\langle 210 \rangle$, $\langle 113 \rangle$, $\langle 320 \rangle$, $\langle 112 \rangle$, $\langle 130 \rangle$, $\langle 114 \rangle$, $\langle 115 \rangle$, $\langle 120 \rangle$, $\langle 124 \rangle$, $\langle 106 \rangle$, $\langle 103 \rangle$, $\langle 223 \rangle$, $\langle 105 \rangle$. Die übrigen, sehr zahlreichen Formen besitzen individuellen Charakter. Gewisse Formen sind gerne miteinander kombiniert, so $\langle 104 \rangle$ oder $\langle 106 \rangle$ mit $\langle 102 \rangle$. Auch $\langle 101 \rangle$ scheint mehr oder weniger an $\langle 102 \rangle$ gebunden zu sein. $\langle 113 \rangle$ tritt fast immer mit $\langle 111 \rangle$ zusammen auf. Wenn $\langle 122 \rangle$ vorhanden ist, fehlt gleichfalls selten $\langle 111 \rangle$. Andererseits gehört zu $\langle 124 \rangle$ im allgemeinen auch $\langle 122 \rangle$ oder $\langle 142 \rangle$. Die charakteristischen Zonen sind bereits Seite 504 erwähnt worden.

Sehr variabel ist der Habitus (Fig. 233 und 234). Man findet: I. nach der c-Achse säulenförmige Kristalle; II. nach $\langle 001 \rangle$ tafelige Kristalle; III. nach der b-Achse säulenförmige Kristalle; IV. nach der a-Achse säulenförmige Kristalle; V. mehr oder weniger isometrische Kristalle. Am häufigsten sind wohl II., IV., V und III. Die etwas seltenere Ausbildung I ist Wolnyn genannt worden. Nach dem Dominieren einer der vier Hauptzonen $[001]$, $[010]$, $[100]$, $[110]$ kann man weitere Typen A, B, C, D unterscheiden, denen E mit gleichmäßiger Entwicklung dieser Hauptzonen entgegenstehen würde (*Samojloff*). Zeigen die Kristalle gleichgute Entwicklung nur zweier Hauptzonen (z. B. von $[010]$ und $[100]$), so kann man die Ausbildung durch zwei Buchstaben (z. B. BC) charakterisieren.

Konkretionen von Baryt in Sandstein und Mergeln werden etwa als Bologneserspat bezeichnet, da die Baryte vom Monte Paterno bei Bologna wegen Phosphoreszenzerscheinungen berühmt waren. Radio-baryt ist merklich radioaktiver Baryt.

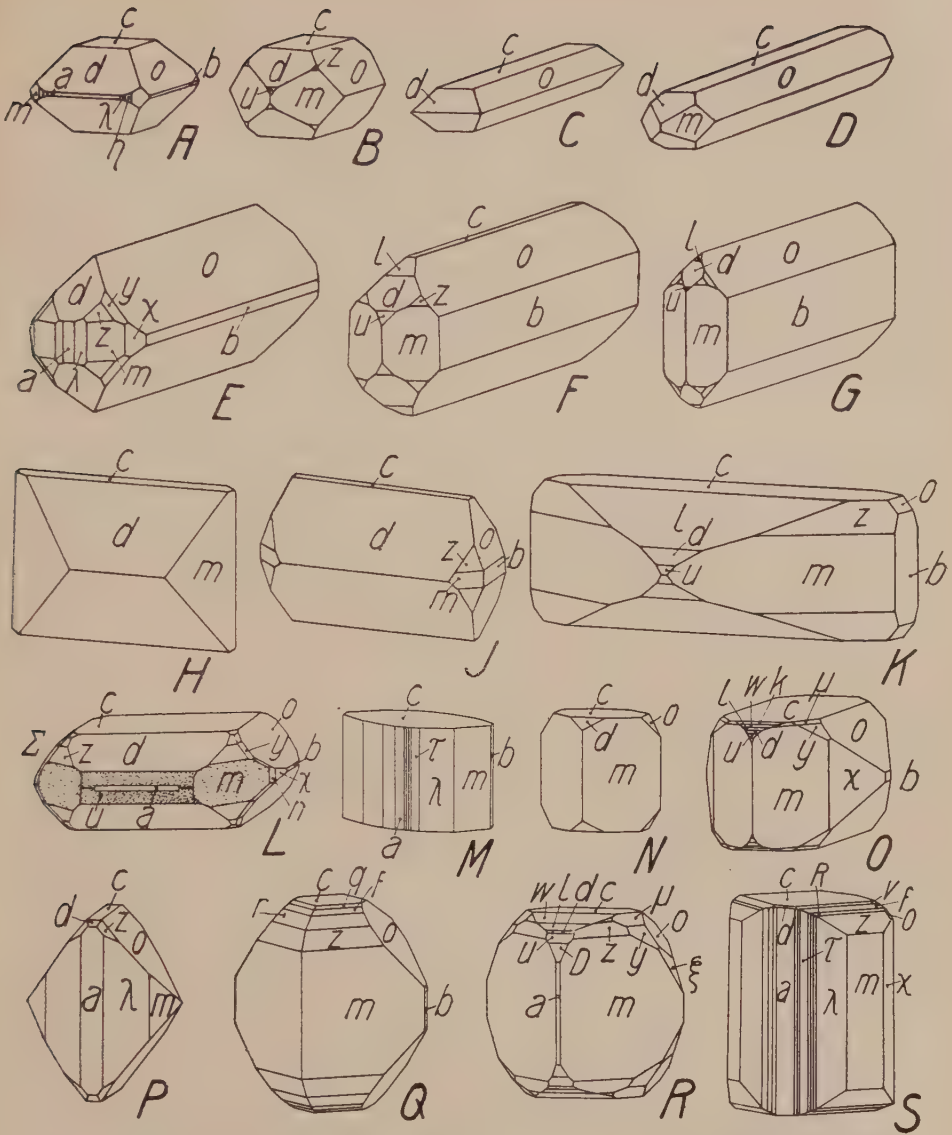


Fig. 234. Baryt. Flächenbezeichnung wie bei Fig. 233. Zu nennen sind noch: τ $\langle 410 \rangle$, k $\langle 109 \rangle$, Σ $\langle 121 \rangle$, y $\langle 122 \rangle$, ξ $\langle 142 \rangle$. Fundorte: A, B, C, N Harstigen; D Dernö; E—G Vernasca; H, J Příbram; K Livorno; L Monte Vecchio, M Mina Pedroso; O, R Kaiserstuhl; P Chizeuil; Q Val d'Aosta; S Tschaskaja Berg. Die isometrischen Ausbildungen A und B führen zu den nach $[100]$ stengeligen, z. T. pseudohexagonalen Habitusentwicklungen C—E, die durch Hinzutreten von b und Verschwinden von c tafelig nach $\{010\}$ werden (G; die Ähnlichkeit mit H und K—M von Fig. 233 ist wegen der Spaltbarkeit nicht mißzudeuten!). H—K sind nach der b -Achse gestreckt (vergl. K mit Fig. 233, C). Eigentümlich sind die prismatischen Kristalle M und S. Auf die äußere Analogie von P und K wurde bereits oben hingewiesen. O schließt sich bei stärkerer Dehnung nach $[001]$ eng an B an und ähnelt R. Bei Q treten wie bei S die $[110]$ -Zonen wieder stark hervor.

Chemische Verhältnisse und Entstehung: Wie viel CaO der sogenannte Kalkbaryt maximal enthält, ist noch nicht sichergestellt. Der Hepatit ist durch Bitumen verunreinigter Baryt. Der Barytcoelestin ist selten. Er bildet dann radialstrahlige Aggregate oder erdige Massen.

Baryt kann viele Mineralien, insbesondere Karbonate verdrängen. Andererseits werden angeätzte Schwerspäte häufig angetroffen; besonders bekannt sind Pseudomorphosen von Chalcedon, Quarz, Coelestin, Pyrit und Smaltin nach Baryt. Schwerspat ist weit verbreitet. Auf Erzgängen tritt das Mineral als hydrothermaler Begleiter von Silbererzen, Galenit, Chalkopyrit, Antimonit, Auripigment und Nickel-Kobalterzen auf. Charakteristisch ist auch die Vergesellschaftung Baryt-Manganerze (oder Siderit). Eigentliche Barytgänge enthalten oft etwas Fluorit und Fahlerze. Auch metasomatische Erzlager sind oft barytführend. In Drusen und Hohlräumen ist die Schwerspatbildung nicht selten. Als Bindemittel und Versteinerungsmittel tritt Baryt in manchen Sandsteinen und Mergeln auf. Reine Barytlager, vermutlich metasomatischer Entstehung, sind nicht sehr häufig. Jetzt noch tätige Quellen vermögen Baryt abzusondern.

Coelestin $[\text{SO}_4]\text{Sr}$. Rhomboedrisch holloedrisch

Spezielle Kennzeichen: Coelestin bildet gut entwickelte Einzelkristalle, körnige und spätiige Aggregate, schalige, stengelige bis dichte Massen. Recht häufig sind Klüfte durch strahlig-faserige, plattenartige Coelestinmassen ausgefüllt. Nierige und knollige Aggregate treten auf. Das an sich farblose, durchsichtige oder weiß undurchsichtige Mineral ist recht häufig blaßblau oder blaugrau gefärbt. Außerdem kennt man gelbliche, rötliche und grünliche Varietäten. Der Strich ist weiß. Das etwas spröde Mineral besitzt unebenen Bruch und Glas- bis Fettglanz. Die Spaltbarkeitsverhältnisse entsprechen denen von Baryt. Die Härte ist $3-3\frac{1}{2}$, das spezifische Gewicht ist niedriger als bei Schwerspat, 3,95—3,97.

Physikalische Eigenschaften: Eine Reihe von Eigenschaften ist bereits Seite 502 bis 503 vermerkt worden. Das optisch positive Mineral besitzt die gleiche Orientierung der Indikatrix wie Baryt. Über die Dispersion bei gewöhnlicher Temperatur geben folgende Daten nähere Auskunft.

Fraunh.- Linie	B	C	D ₂	F	G
n_α	1,6180	1,6189	1,6215	1,6273	1,6322
n_β	1,6198	1,6207	1,6232	1,6292	1,6341
n_γ	1,6266	1,6279	1,6305	1,6367	1,6418
2 V	49° 40'	49° 50'	50° 25'	51° 36'	52° 44'

Mit der Temperatur ändern sich optische und kristallographische Konstanten wie folgt:

Für B-Linie

	$n\alpha$	$n\beta$	$n\gamma$	a	c
20° C	1,6180	1,6198	1,6266	0,7784	1,2809
103° C	1,6168	1,6188	1,6256	0,7784	1,2807
203° C	1,6153	1,6174	1,6241	0,7785	1,2803

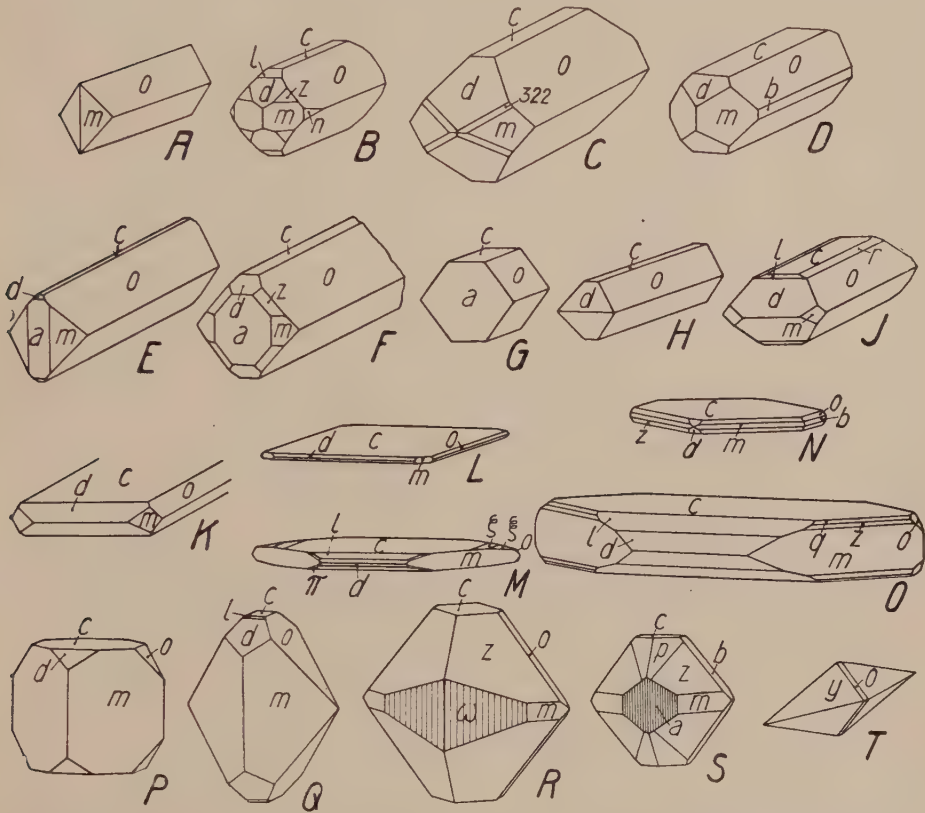


Fig. 235. Coelestin. a $\langle 100 \rangle$, ω $\langle 750 \rangle$, m $\langle 110 \rangle$, n $\langle 120 \rangle$, b $\langle 010 \rangle$, o $\langle 011 \rangle$, r $\langle 015 \rangle$, ξ $\langle 0 \cdot 1 \cdot 10 \rangle$, ζ $\langle 0 \cdot 1 \cdot 20 \rangle$, c $\langle 001 \rangle$, l $\langle 104 \rangle$, d $\langle 102 \rangle$, z $\langle 111 \rangle$, q $\langle 113 \rangle$, π $\langle 214 \rangle$, p $\langle 324 \rangle$, y $\langle 1 \cdot 10 \cdot 10 \rangle$. Fundorte: A, H, L, M, N, T Leogang; B, S, Q Bessarabien; C, F Calabrien; D Sizilien; E Siena; G, S Tegernsee; K Michigan; O Vicenza; P Ägypten; R Tirol. A stellt die einfachste und häufigste Ausbildung dieses gewöhnlich nach der a-Achse gestreckten Minerals dar. Zu o und m kommen gerne c und d. Untergeordnet tritt auch etwa z, a usw. auf (B—E). Durch stärkere Entwicklung von a entstehen seltenere Gestalten wie F und G (pseudo-hexagonale Metrik um die a-Achse, vergl. auch Fig. 234, C und D). Wenn unter den Flächen am a-Ende von F d allein auftritt, ergibt sich H als Anfangsglied einer nach der Basis tafeligen Entwicklungsreihe (J—L). Der rechteckige Querschnitt dieser relativ seltenen Ausbildungsweise geht durch verstärkte Bedeutung der $[110]$ -Zonen ähnlich wie beim Baryt in den rhombischen über (M und N). O und P sind Kombinationen, wie sie ganz ähnlich auch unter den Barytbildern zu sehen sind (Fig. 234, K und N). Die $[110]$ -Zone, welche bei P noch ziemlich hervortritt, verliert bei Q (ohne l dieselben Flächen wie bei P) fast alle Bedeutung. Der bipyramidale Habitus R—T hat beim Baryt kaum seinesgleichen.

Das Achsenverhältnis ist jedoch an sich etwas variabel.

Coelestin ist diamagnetisch, es wird die magnetische Suszeptibilität, bezogen auf die Masseneinheit, angegeben zu:

$$-0,34 \cdot 10^{-6} \parallel a, \quad -0,31 \cdot 10^{-6} \parallel b, \quad -0,36 \cdot 10^{-6} \parallel c$$

bei gewöhnlicher Temperatur. Die Ebene der elektrischen Achsen liegt wie beim Baryt senkrecht zur Ebene der optischen Achsen.

Die spezifische Wärme wurde im Temperaturintervall von 20° – 100° bestimmt zu 0,14. Kubischer Ausdehnungskoeffizient $= 58 \cdot 10^{-6}$ zwischen 12° und 40° . Die Löslichkeit (l), in g SrSO_4 pro 100 g Lösung, wird als Temperaturfunktion wie folgt angegeben:

$t = 3,27^{\circ}$	$17,69^{\circ}$	$18,0^{\circ}$	$32,5^{\circ}$
$1 \cdot 10^3 = 11,36$	11,43	11,43	11,49

Spezielle Morphologie: Achsenverhältnis und Winkelwerte des rhombisch holoedrischen Minerals sind bereits Seite 503/4 angegeben. Im Habitus (Fig. 235) und in der Flächen- und Zonenentwicklung schließt sich Coelestin enge an Baryt an. $\langle 001 \rangle$, $\langle 110 \rangle$, $\langle 011 \rangle$, $\langle 102 \rangle$, $\langle 104 \rangle$ und oft $\langle 124 \rangle$ sind typische Formen. Die Kristalle sind häufiger nach der a-Achse gestreckt (Dominanz von $\langle 011 \rangle$), als daß sie tafelig nach $\langle 001 \rangle$ erscheinen. Auch nach der b-Achse langgestreckte Ausbildungen treten auf. Durch stärkeres Hervortreten von $\langle 111 \rangle$, $\langle 133 \rangle$ oder $\langle 144 \rangle$ resultieren bipyramidale Habustypen. Im übrigen sei auf die Diskussion der Seiten 503–506 verwiesen.

Beim Ätzen verhalten sich die drei Achsenzonen verschiedenen Säuren gegenüber verschieden. Doch sind sie in allen Fällen Ätzzonen.

Chemische Verhältnisse und Vorkommen: Coelestin kommt auf Erzgängen weit seltener vor als Baryt. In Blasenräumen vulkanischer Gesteine ist er hie und da anzutreffen. Hauptvorkommen ist das in sedimentären Gesteinen: Dolomiten, Kalksteinen, Mergeln und Sandsteinen. Coelestin ist darin Kluft-, Konkretions-, Versteinerungs- oder Drusenmineral. Bekannt (z. B. Sizilien) ist die Paragenese: Schwefel, Gips, Calcit, Coelestin.

Anglesit (Bleivitriol, Bleiglas, Vitriolblei) $[\text{SO}_4]\text{Pb}$

Rhombisch holoedrisch

Spezielle Kennzeichen: Neben mehr oder weniger isometrischen, bipyramidalen, tafeligen oder prismatischen Kristallen treten derbe, körnige bis kompakte Massen oder stalaktitische bis nierige Ausbildungen auf. Klare, farblose Kristalle sind seltener als getrübte, graue, gelbe bis weißliche Kristalle. Auch braune, grüne, blaue Farbentöne sind nicht allzu selten. Der Strich ist weiß. Durch einen metallisch glänzenden, schwarzen Belag erscheint Anglesit oft ganz dunkel. Der Glanz ist sehr wechselnd, von hohem Diamantglanz bis zum Fettglanz. Das sehr spröde Mineral hat muscheligen Bruch, die Spaltbarkeiten nach

$\langle 001 \rangle$ und $\langle 110 \rangle$ sind weniger gut als bei Baryt. Die Härte liegt um 3 oder wenig darunter. Das spezifische Gewicht ist hoch, 6,3—6,4.

Physikalische Eigenschaften: Siehe darüber die Seite 502—503 vermerkten Daten. Die optische Orientierung entspricht derjenigen von Baryt. Über die Dispersion bei gewöhnlicher Temperatur orientieren folgende Angaben:

Fraunh.- Linie	a	C	D ₂	F	G
n α	1,8655	1,8707	1,8781	1,8965	1,9128
n β	1,8708	1,8761	1,8832	1,9020	1,9183
n γ	1,8816	1,8869	1,8947	1,9137	1,9306
2 V	68° 8'	68° 21'	68° 35'	68° 49'	68° 48'

Mit der Temperatur ändern sich die optischen und kristallographischen Konstanten wie folgt:

C°	n α	n β	n γ	a	c
20°	1,8773	1,8827	1,8940	0,7856	1,2882
208°—228°	1,8719	1,8781	1,8869	0,7866	1,2877
300°—310°	1,8690	1,8761	1,8829	0,7872	1,2872

Die spezifische Wärme ist = 0,0872 zwischen 20° und 99°. Die Löslichkeit(l), in g PbSO₄ pro 100 g Lösung, beträgt in Abhängigkeit von der Temperatur (t):

t° = 0,37	3,5	17,0	18,0	33,2
1 · 10 ³ = 3,34	3,54	4,04	4,07	4,37

Spezielle Morphologie: Achsenverhältnis und Winkelwerte des rhombisch holoedrischen Minerals sind bereits Seite 503f. angegeben.

Die dreizehn wichtigsten Formen des Anglesites sind: $\langle 122 \rangle$, $\langle 110 \rangle$, $\langle 001 \rangle$, $\langle 011 \rangle$, $\langle 102 \rangle$, $\langle 100 \rangle$, $\langle 111 \rangle$, $\langle 104 \rangle$, $\langle 324 \rangle$, $\langle 120 \rangle$, $\langle 112 \rangle$, $\langle 010 \rangle$, $\langle 221 \rangle$. Daran schließen sich an: $\langle 124 \rangle$, $\langle 130 \rangle$, $\langle 012 \rangle$, $\langle 121 \rangle$, $\langle 132 \rangle$, $\langle 128 \rangle$, $\langle 210 \rangle$, $\langle 142 \rangle$, $\langle 144 \rangle$, $\langle 021 \rangle$, $\langle 340 \rangle$, $\langle 114 \rangle$, $\langle 155 \rangle$. Die übrigen Formen dürfen als individuelle bezeichnet werden. Gegenüber Baryt ist das stärkere Hervortreten von $\langle 122 \rangle$, $\langle 324 \rangle$, $\langle 120 \rangle$ und $\langle 221 \rangle$ bemerkenswert. Dafür treten $\langle 101 \rangle$, $\langle 210 \rangle$, $\langle 113 \rangle$, $\langle 320 \rangle$ eher etwas zurück, und auch $\langle 001 \rangle$ und $\langle 010 \rangle$ sind etwas weniger häufig. Die Zonenentwicklung ist bereits Seite 504ff. charakterisiert worden.

Nach dem Habitus (Fig. 236 und 237) teilt man gewöhnlich ein in Kristalle

- I. gestreckt nach der c-Achse. Sie sind zumeist nach $\langle 110 \rangle$ prismatisch und weisen oft eine gute Entwicklung der Zonen [110] auf (Streifung). $\langle 100 \rangle$ tritt gewöhnlich nur bei kurzprismatischer Ausbildung mit großen Flächen auf.
- II. gestreckt nach der b-Achse. $\langle 102 \rangle$ oder $\langle 104 \rangle$ dominieren meistens. Auch $\langle 100 \rangle$ und $\langle 110 \rangle$ können hier gut entwickelt sein. $\langle 111 \rangle$ tritt eher zurück, und die Basis fehlt dann und wann. Bei spitzbipyramidaler Ausbildung nach der b-Achse pflügt $\langle 324 \rangle$ vorzuwalten.

- III. gestreckt nach der a -Achse. Hier herrscht gewöhnlich $\langle 011 \rangle$ vor. Die Kristalle dieses häufigen Typus sind oft flächenreich.
- IV. tafelig nach $\langle 001 \rangle$. Oft sehr flächenreich, mit rautenförmigem Umriß.
- V. mehr oder weniger isometrisch. Die Entwicklung ist sehr häufig eine ausgesprochen bipyramidale mit $\langle 111 \rangle$, $\langle 122 \rangle$ oder $\langle 324 \rangle$ als Hauptbipyramiden. Die Zonen $[201]$ sind oft gut entwickelt. Verwachsungen mit Cerussit und Baryt sind recht häufig.

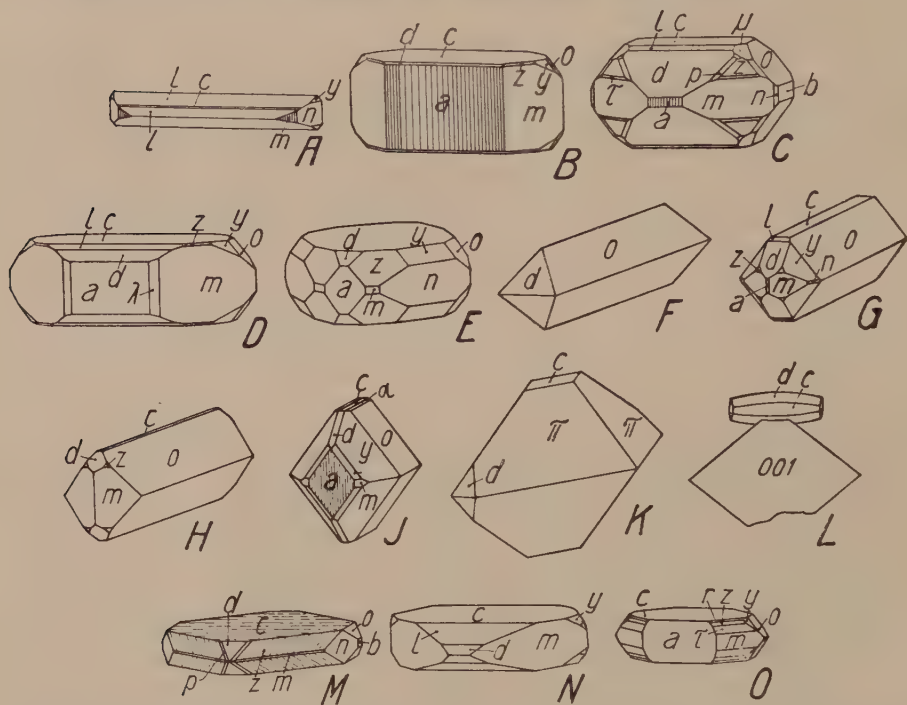


Fig. 236. Habitusbilder von Anglesit. $a \langle 100 \rangle$, $\lambda \langle 210 \rangle$, $m \langle 110 \rangle$, $n \langle 120 \rangle$, $b \langle 010 \rangle$, $o \langle 011 \rangle$, $\alpha \langle 018 \rangle$, $c \langle 001 \rangle$, $l \langle 104 \rangle$, $d \langle 102 \rangle$, $\tau \langle 221 \rangle$, $z \langle 111 \rangle$, $r \langle 112 \rangle$, $y \langle 122 \rangle$, $\pi \langle 155 \rangle$, $\mu \langle 124 \rangle$, $p \langle 324 \rangle$. Fundorte: A, L, M Wiesental; B Tasmanien; C Siegen; D, J Brokenhill; E Sardinien; F Vesuv; G, O Utah; H Peru; K Felsöbánya; N Phenixville. Mehrere dieser Bilder zeigen den bei Baryt oder Coelestin gefundenen Habitus, so vor allem F, G, H, N. Bei anderen sind die Abweichungen etwas größer. Bei A alternieren c und l . Die Streifung parallel $[001]$ ist auf a von B, C und J, aber auch auf m von A zu sehen. Auch die $[010]$ -Zone ist durch Streckung oder Streifung gut ausgeprägt (B, C, D, M—O). Schön ist die Entwicklung von $[211]$ mit dpz bei C, $dzno$ bei E und schließlich mit $dpzno$ bei M (hier mit Streifung auf z). Die Zone beherrscht dann allerdings noch viel ersichtlicher eine ganze Reihe der Habitusbilder von Fig. 237. Bei B, C, D, E, G, J und O machen sich auch die Zonen $[011]$ mit $azyo$ deutlich bemerkbar. Von den andern Typen wesentlich abweichend ist die bipyramidale Ausbildung K (vergl. die nach der a -Achse noch stärker gestreckte Bipyramide y bei Coelestin, Fig. 235, T). L stellt eine gesetzmäßige Verwachsung von Baryt (rautenförmig) mit Anglesit (tonnenförmig) dar.

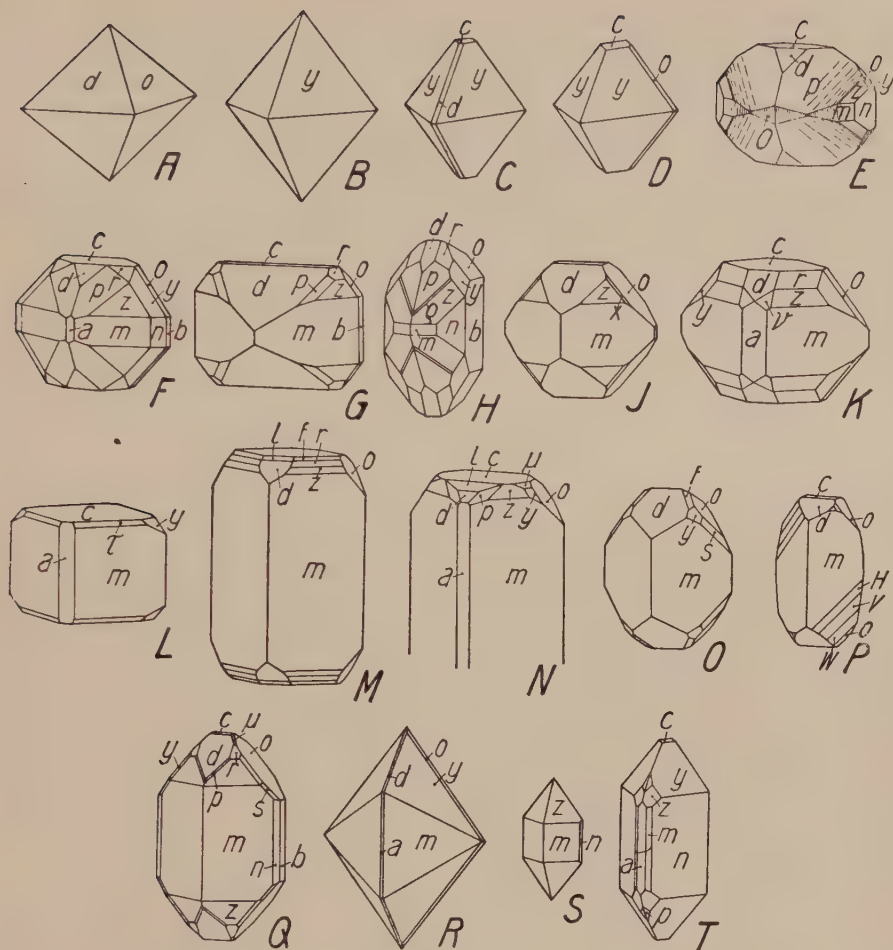


Fig. 237. Anglesit (Fortsetzung von Fig. 236). Zu den bereits erwähnten Formen kommen noch hinzu: $O\langle 520\rangle$, $p\langle 342\rangle$, $x\langle 144\rangle$, $v\langle 212\rangle$, $f\langle 114\rangle$, $s\langle 132\rangle$, $w\langle 231\rangle$, $V\langle 341\rangle$, $H\langle 561\rangle$. Als Fundorte sind zu nennen: A Vesuv; B, J Peru; C, D, L, N, S, T Utah; E Wiesental; F, H, R Badenweiler; K Müsen; M Mies; O, P, Q Siegen. Treten schon bei den Bildern von Fig. 236 Flächen allgemeinsten Lage weit mehr hervor, als bei Baryt und Coelestin, so ist dies hier noch in erhöhtem Maße der Fall. Typisch sind in dieser Hinsicht etwa F und H. Interessante Variationen dieses nämlich Typus sind E (Streifung nach $[211]$) und G. Etwas vereinfacht ist J. K läßt neben $[001]$ und $[011]$ ganz besonders $[110]$ in Erscheinung treten. Auch bei den nach $[001]$ gestreckten Ausbildungen L—N ist $[110]$ wichtig. O gemahnt an frühere Bilder (z. B. Fig. 234 N). P zeigt in rhombisch hemiedrischer Flächenverteilung die Zone $[111]$ mit m, H, V, w, o. An Q erscheint diese nämliche Zone, nur weniger flächenreich, nämlich mit mso. An B—D bestimmt y den Habitus. Nur scheinbar bipyramidal ist A. R zeigt gegenüber hexagonaler Metrik schon ziemlich große Winkelabweichungen. Prismatisch-bipyramidal sind schließlich S und T, wo m mit z, bzw. n mit y zusammengekoppelt ist.

Chemische Verhältnisse und Entstehung: Cerussit ist ein Oxydationsprodukt des Galenits, findet sich daher vorzugsweise in Korrosionshöhlen von Bleiglanzmassen, zusammen mit Limonit, Cerussit, Pyrit, Malachit, Covellin, Schwefel, Pyromorphit, Leadhillit, Phosgenit, Calcit usw. Pseudomorphosen nach Galenit und anderen Pb-Mineralien sind bekannt. Umgekehrt kann durch Reduktion aus Anglesit Galenit neu entstehen. Im allgemeinen ist Anglesit weniger häufig als Cerussit.

In gewisser Beziehung morphologisch verwandt mit Baryt ist der Prehnit.



Spezielle Kennzeichen: Tafelige oder prismatische Einzelkristalle dieses Minerals sind nicht häufig. Meist sind mehrere, zum Teil noch verzwilligte Individuen zu hahnenkammartigen oder fächerförmigen Aggregaten mit gekrümmten Flächen vereinigt. Auch kugelige bis stalaktitische Aggregate mit schaliger, schaligblättriger oder strahliger Struktur sind verbreitet. Nur ausnahmsweise ist Prehnit farblos, meist ist er leicht grün, ölgrün oder apfelgrün bis graugrün gefärbt. Seltener sind gelblichrote bis rötliche Farbentöne. Der Strich ist farblos. Das spröde Mineral besitzt unebenen Bruch, ist indessen deutlich spaltbar nach $\langle 001 \rangle$, undeutlich nach $\langle 110 \rangle$. Nur auf $\langle 001 \rangle$ tritt etwas Perlmutterglanz auf, sonst herrscht Glasglanz. Die Härte ist hoch, $6-6\frac{1}{2}$, das spezifische Gewicht variiert zwischen 2,80 und 2,95.

Physikalische Eigenschaften: Das optisch positive Mineral hat $\langle 010 \rangle$ oder $\langle 100 \rangle$ als Ebene der optischen Achsen. n_γ ist parallel c.

$$n_\alpha = 1,616 \quad n_\beta = 1,626 \quad n_\gamma = 1,649.$$

$$2E \text{ um } 122^\circ-136^\circ. \quad 2V \text{ um } 65^\circ-70^\circ. \quad \text{Dispersion schwach, } \rho > \nu.$$

Optische Anomalien, Gitterstrukturen, Erscheinungen des Aufbaues aus Teilen mit sehr verschiedenem Achsenwinkel (bis zu $2E = 17^\circ$) und wechselnder Dispersion werden angetroffen.

Pyroelektrische Erscheinungen machen hemimorphe Symmetrie wahrscheinlich. Doch müßte in der hier benutzten Aufstellung die a-Achse polare Digyre sein. Die Kristalle wären dann zum Teil Zwillinge nach $\langle 100 \rangle$. Die spezifische Wärme eines grünen Prehnits wurde bestimmt zu 0,20 zwischen 10° und 100° .

Spezielle Morphologie: $a : b : c = 0,8420 : 1 : 1,1272$ (Beutell)

bezw. $0,8405 : 1 : 1,1207$ (Goldschmidt).

Charakteristische Winkel (Beutellsches Achsenverhältnis)

$$\begin{array}{cccccc} (110)/(\bar{1}\bar{1}0) & (308)/(\bar{0}01) & (203)/(\bar{0}01) & (111)/(\bar{1}\bar{1}\bar{1}) & (111)/(\bar{1}10) & (331)/(\bar{1}10) \\ 80^\circ 12' & 26^\circ 39\frac{1}{2}' & 41^\circ 45' & 68^\circ 0' & 29^\circ 45' & 10^\circ 47' \end{array}$$

Die häufigsten Formen (Fig. 238) sind $\langle 001 \rangle$, $\langle 110 \rangle$, $\langle 010 \rangle$, $\langle 100 \rangle$, $\langle 111 \rangle$, $\langle 331 \rangle$, $\langle 031 \rangle$, $\langle 308 \rangle$, $\langle 304 \rangle$, $\langle 203 \rangle$. Meist sind die Kristalle (Fig. 239)

nach $\langle 001 \rangle$ tafelig und oft die Aggregate danach wie abgeblättert. Säulige Kristalle von barytähnlichem Habitus treten neben spitzbipyridalen auf. Die bereits einleitend bemerkte Aggregattendenz ist besonders charakteristisch.

$\langle 001 \rangle$ ist oft stark nach der b-Achse gestreift, die Kante $(001) : (010)$ ist dann und wann geknickt und verläuft zickzackförmig. Auch $\langle 110 \rangle$ weist etwa Streifungen nach $[110]$, einer relativ wichtigen Zone, auf.

Chemische Verhältnisse und Vorkommen: Das Mineral enthält fast immer etwas Fe_2O_3 , häufig auch Spuren von Mn_2O_3 , MgO , FeO

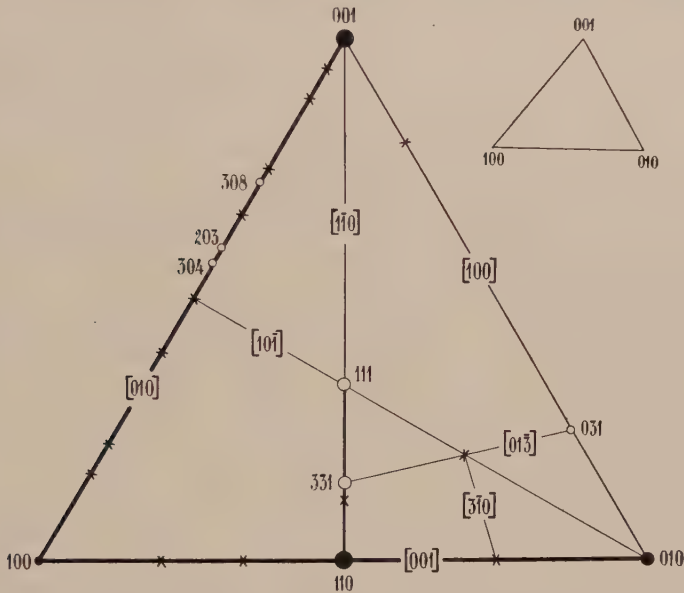


Fig. 238. Dreiecksprojektion von Prehnit. Die Winkelverhältnisse ähneln vollkommen denjenigen von Baryt. Es tritt aber $[010]$ viel stärker hervor als bei den Mineralien der Barytgruppe.

und Alkalien. In den paragenetischen Verhältnissen ist es zeolithähnlich. Es findet sich in Zerrklüften von Amphiboliten, Serpentin usw. als Drusenmineral, ferner in Drusen und Hohlräumen von kalkhaltigen Eruptivgesteinen. Auf Erzlagerstätten ist es wichtiges Begleitmineral des gediegenen Kupfers (in der sogen. zeolithischen Kupfererzformation). Zeolithe und Epidot, sowie Calcit, sind gerne mit Prehnit vergesellschaftet. Pseudomorphosen des Prehnites nach Analcim, Natrolith und Laumontit sind bekannt. Feldspat kann seinerseits pseudomorph nach Prehnit auftreten.

Gleichfalls typisch rhombisch kristallisieren die Mineralien der Olivengruppe und der Topas. Die Entwicklung ist im allgemeinen eine

mehr oder weniger isometrische bis schwach stengelige. Die Anklänge an hexagonale Winkelverhältnisse würden es gestatten, diese morphologisch mit Chrysoberyll verwandten Mineralien zu den im eigentlichen Sinne hexagonalen zu rechnen. Betrachtet man jedoch die Kombinationsverhältnisse, so erkennt man, daß die Hypohexagonalität nur in einer Zone stärker in Erscheinung tritt und nicht als Ganzes die Mineralien charakterisiert. Es tritt auch die für Chrysoberyll so typische Zwillingsbildung nach den Pseudosymmetrieebenen völlig zurück. Es ist also auch mit der Markasitgruppe eine engere Verwandtschaft vorhanden.

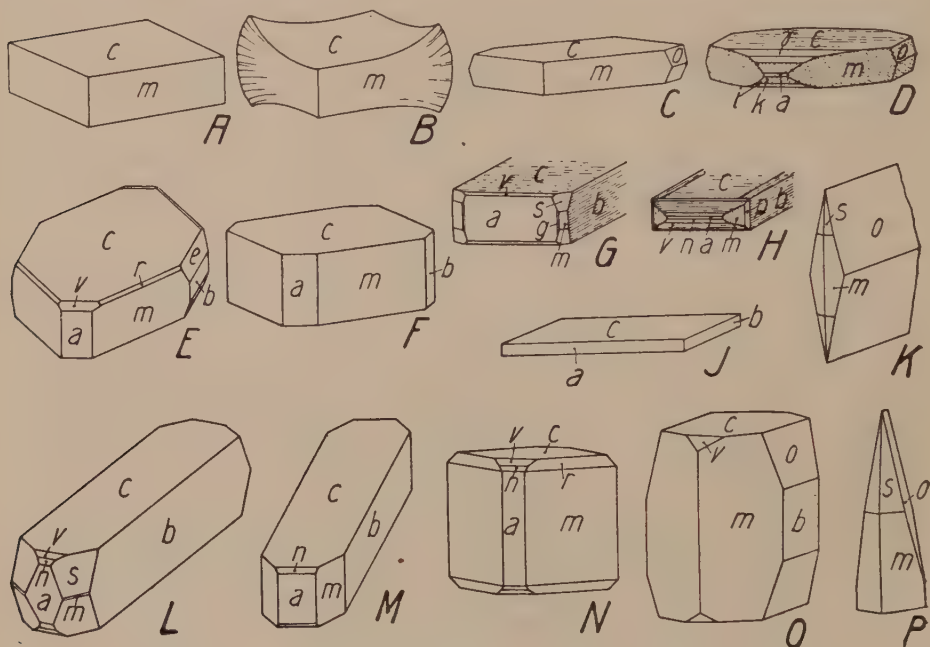


Fig. 239. Prehnit. $a\langle 100\rangle$, $g\langle 210\rangle$, $m\langle 110\rangle$, $p\langle 130\rangle$, $b\langle 010\rangle$, $o\langle 031\rangle$, $e\langle 014\rangle$, $c\langle 001\rangle$, $\gamma\langle 1\cdot 0\cdot 16\rangle$, $i\langle 103\rangle$, $v\langle 308\rangle$, $k\langle 203\rangle$, $n\langle 304\rangle$, $r\langle 111\rangle$, $s\langle 331\rangle$. A Schottland; B Edinburghshire; C, J Harzburg; D Guanajuato; E Aberdeenshire; F, L Dumbartonshire; G, H Boylestone; K, P Jordansmühl; M Dalmeny. A ist die Kombination der deutlichen (pinakoidalen) und undeutlichen (prismatischen) Spaltbarkeit und zeigt gegenüber der entsprechenden Barytkombination nur geringfügige Abweichungen, die umso schwieriger festzustellen sind, als Unebenheit und Streifung der Flächen genauere Messungen oft erschweren. Häufig sind solche Basisblättchen in subparalleler Orientierung gruppiert (B). Bei C—F kommen auch $[100]$ und $[010]$ zur Entwicklung und werden bei G—J vorherrschend. Es ist dies genau dieselbe Erscheinung, wie sie bei den Mineralien der Barytgruppe mehrfach erwähnt wurde. Als für den Prehnit eigentümliche Erscheinung fällt die starke Entwicklung von $[010]$ sofort auf (D, H, L, N). L und M sind ähnlich wie G und H nach der a -Achse verlängert, durch stärkere Ausbildung von $\langle 010\rangle$ jedoch säulig. N und O sind die prismatische Variation von E. K und P unterscheiden sich bloß durch die abweichende Streckung.

Olivengruppe $[\text{SiO}_4]\text{R}^{\text{II}}_{2\cdot}$ Rhombisch holoeidrisch

Hauptminerale: $[\text{SiO}_4]\text{Mg}_2 = \text{Forsterit}$; $[\text{SiO}_4]\text{Fe}_2 = \text{Fayalit}$; $[\text{SiO}_4]\text{MgCa} = \text{Monticellit}$; $[\text{SiO}_4]\text{Mn}_2 = \text{Tephroit}$. Mischkristalle: $[\text{SiO}_4](\text{Mg}, \text{Fe})_2 = \text{gewöhnliche Olivine}$ (eisenreiche werden Hyalosiderit und Hortonolith genannt); $[\text{SiO}_4](\text{Fe}, \text{Mn})_2 = \text{Knebelite}$ (Manganfayalite); $[\text{SiO}_4](\text{Fe}, \text{Mn}, \text{Zn}, \text{Mg})_2 = \text{Roepperite}$.

Allgemeine Kennzeichen: Glasglänzend, meist körnig ausgebildet. Farblos bis gelblich (wenn Fe- und Mn-frei), sonst gelblichgrün, olivengrün bis fast schwarz (durch beginnende Oxydation rot oder rotbraun gefärbt); braun, rötlich, rosenrot, wenn Mn vorwiegt, wie im Tephroit. Härte der frischen Minerale $5\frac{1}{2}$ —7. Das mit der Zusammensetzung variable spezifische Gewicht liegt meistens zwischen 3 und 4. Die Spaltbarkeit nach $\langle 010 \rangle$ ist gut, etwas schwächer die nach $\langle 100 \rangle$. Auch nach $\langle 001 \rangle$ und $\langle 110 \rangle$ scheinen bei einzelnen Varietäten Spaltflächen aufzutreten; besonders bei künstlichen Kristallen ist die Spaltbarkeit nach der Basis meist deutlicher als die nach den anderen Pinakoiden, insbesondere nach $\langle 100 \rangle$. Im übrigen ist muscheliger bis splitteriger Bruch vorhanden.

Optische Eigenschaften:

I. Möglichst reine Endglieder: Die Brechungsexponenten und Achsenwinkel für Na-Licht lauten:

	n_γ	n_β	n_α	$2V_{n\alpha}$	Spez. Gew.
Monticellit (künstl., etwas Mg_2SiO_4 im Überschuß)	1,653	1,646	1,639	$95^\circ \text{ bis } 90^\circ +$	—
Forsterit (künstlich, rein)	1,670	1,651	1,635	$95^\circ +$	3,216
Fayalit (nahezurein, künstlich)	1,886 blaßgelb bis grünlichgelb	1,877 gelb bis orange gelb	1,835 blaßgelb bis grünlichgelb	$47^\circ -$	4,34
Tephroit (mit nur ca. 7,8% Mg_2SiO_4)	1,797 grünblau	1,786 rötlich	1,759 bräunlichrot	$65^\circ -$	4,1—4,0

Monticellitartige Olivine sind auch optisch negativ mit kleinerem Achsenwinkel.

II. Mischkristalle:

A. Manganarme Glieder. (Mit einer Ausnahme für Na-Licht.)

Mol % $(\text{Fe}, \text{Mn})_2\text{SiO}_4$	Fundort	n_α	n_β	n_γ	$2V_{n\alpha}$	$n_\gamma - n_\alpha$
0	künstlich	1,635	1,651	1,670	95°	0,035
7,4	Wind. Matrey	1,651	1,667	1,686	94°	0,035
9,5	Kosakow	1,653	1,669	1,688		0,035
9,6	Kapfenstein	1,653	1,671	1,689		0,036

Mol % (Fe, Mn) ₂ SiO ₄	Fundort	n _α	n _β	n _γ	2 Vn _α	n _γ —n _α
9,9	Vesuv I	1,655	1,672	1,692		0,037
12,5	Pallaseisen	1,656	1,673	1,692	89 °	0,036
15,4	Kammerbühl	1,665	1,683	1,702		0,037
17,3	Vesuv II	1,667	1,686	1,705		0,038
19,8	Itkul	1,669	1,688	1,707	87 °	0,038
29	Monti Rossi	1,689	1,712	1,730	83 °	0,041
33,9	Limburg	—	1,728	1,743	80 °	
91	Pantelleria	1,804	1,838	1,846	51 °	0,042 gelb
98,4	Rockport	1,824	1,864	1,874	50 °	0,050
nahe 100		1,835	1,877	1,886	47 °	0,051

B. Manganreiche Varietäten

Mineral	Fundort	Mg ₂ SiO ₄	Mn ₂ SiO ₄	Fe ₂ SiO ₄	n _α	n _β	n _γ	2 Vn _α	n _γ —n _α
Tephroit	Pajsberg	7,8	92,2	—	1,759	1,786	1,797	65 °	0,038
Pikrotephroit	Långban	40,4	59,6	—	1,711	1,727	1,740	85 °	0,029
Knebelit (Manganfayalit)		7,5	26,7	65,7 {	1,805	1,838	1,847	54 °	0,042
					1,795	1,831	1,842	60 °	0,047
Manganfayalit	künstlich	—	25,5	74,5	1,805	1,836	1,844	—	0,039
Desgl.	Gillinge	5,7	7,2	87,1	1,823	1,864	1,873	51 °	0,050

Ferner besitzt Roepperit [(SiO₄)(Fe, Mn, Zn, Mg)₂] von *Franklin Furnace*:

n_α = 1,758 n_β = 1,786 n_γ = 1,804, 2 Vn_α = 77°, n_γ—n_α = 0,046.

Ein sehr eisenreiches Glied der Forsterit-Fayalitreihe (sogenannter *Hortonolith*) ergab:

n_α = 1,768 n_β = 1,792 n_γ = 1,803, 2 Vn_α = 69°, n_γ—n_α = 0,035.
 graugelb orangegelb grüngelb

Die optische Orientierung aller Mineralien der Olivingroup ist folgende: n_α = b; n_β = c; n_γ = a. Mit Ausnahme von Forsterit, reinem Monticellit und ihren Verwandten sind die Mineralien optisch negativ mit ρ) o.

Über die Dispersion mögen folgende Angaben orientieren (bestimmt an einem Olivin von Monti Rossi bei Nicolosi am Ätna mit SiO₂ = 37,43, TiO₂ = 0,57, Al₂O₃ = 0,71, Fe₂O₃ = 5,82, FeO = 19,34, MnO = 0,64, MgO = 34,43, CaO = 1,00, (Co, Ni)O = 0,11, H₂O? = 0,14).

λ in μμ	n _α	n _β	n _γ	n _γ —n _α
721	1,683	1,706	1,724	0,041
589 D	1,6895	1,7125	1,7303	0,0408
486 F	1,698	1,721	1,740	0,042.

Die spezifische Wärme des gewöhnlichen Olivins liegt zwischen 20° und 50° um 0,19.

Allgemeine und spezielle Morphologie: Rhombisch holoeidrisch.

	a : b : c	\angle (111)/(001)	\angle (110)/(010)	\angle (011)/(0 $\bar{1}1$)	\angle (110)/(1 $\bar{1}0$)
Forsterit (künstl., rein)	0,463:1:0,584	54° 16'	65° 10'	60° 34'	49° 40'
Gew. Olivin (Chrysolith)	0,466:1:0,587	54° 15'	65° 02'	60° 47'	49° 57'
Fayalit	0,458:1:0,579	54° 17'	65° 23'	60° 10'	49° 15'
Tephroit	0,460:1:0,594	54° 52'	65° 18'	61° 25'	49° 24'
Monticellit	0,434:1:0,576	55° 21'	66° 33'	59° 52'	46° 54'

Die Werte für den Winkel (011)/(0 $\bar{1}1$) zeigen, daß die Kristallarten in bezug auf die a-Achse pseudohexagonal sind. Das gewöhnlich benutzte Achsenverhältnis ist demjenigen des Chrysoberylls sehr ähnlich. Es gelten daher hier die gleichen Bemerkungen wie dort (S. 386). Diese dimensionelle Pseudohexagonalität macht sich in Parallelverwachsungen mit Nephelin bemerkbar [(100) || (0001); (001) || (10 $\bar{1}0$)]. Indessen ist die zonale Entwicklung (Fig. 240) kaum pseudohexagonal zu nennen, auf alle Fälle ist sie das viel weniger als bei Chrysoberyll. Neben den Zonen [001], [101], [100], [010] kommen am ehesten noch [110] und [1 $\bar{1}1$] als Wachstumszonen in Frage. Die Spaltbarkeit nach den drei Pinakoiden und die oft körnige Entwicklung stellen Anklänge an die kubische Symmetrie dar. Das Achsenverhältnis ist ja auch, bei Verwendung der halben Länge der b-Achse, nicht allzu sehr von 1:1:1 verschieden. Ein eigentlich pseudohexagonales Gitter braucht daher der Struktur nicht zugrunde zu liegen, indessen ist möglich, daß einzelne Atome, vielleicht die O-Atome, pseudohexagonal (? dichteste Kugelpackung) angeordnet sind¹⁾.

Die hauptsächlichsten Wachstumsformen sind <110>, <010>, <120>, <021>, <001>, <011>, <111>, <101>, <100>, zu denen <121>, <112>, <130>, <140> als nächstwichtige kommen. In der wichtigsten Zone, [001], ist nicht selten Streifung (besonders auf (100)) zu beobachten. Der Habitus der Kristalle (Fig. 241) ist ziemlich wechselnd, jedoch selten stark von isometrischer Ausbildung verschieden. Häufig sind korrodierte, gerundete Gestalten.

Zwillinge nach einer Ebene des pseudohexagonalen Prismas <011> sind nicht sehr häufig (meist Durchdringungen).

¹⁾ In der Tat haben neueste Untersuchungen gezeigt, daß die Olivinstruktur derjenigen des Chrysoberylls sehr ähnlich ist. Im Elementarparallelepiped von den Kantenlängen

$$a = 4,8 \quad b = 10,2 \quad c = 6,0 \text{ A. E.}$$

sind 4 Moleküle $[\text{SiO}_4]\text{R}^{II}_2$ enthalten (\mathfrak{H}^{10}). Die Sauerstoff-Atome haben ungefähr die Lage einer dichtesten Kugelpackung. Jedes Si-Atom ist tetraederartig von 4 Sauerstoffatomen umgeben, so daß die Gruppe SiO_4 deutlich hervortritt.

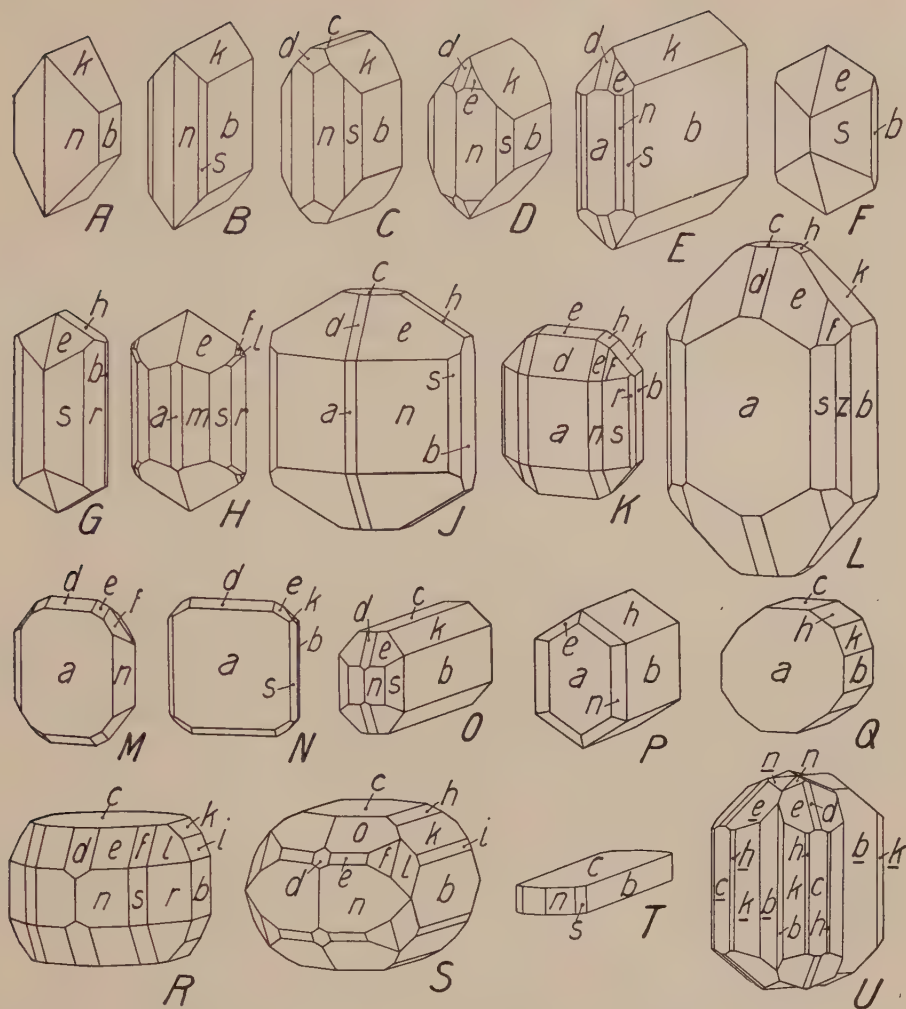


Fig. 241. Habitusbilder der Olivinminerale (A, O Fayalit; D Hyalosiderit; F Monticellit; G, H Tephroit; J, P Forsterit; K, M Chrysolith). a(100), m(210), n(110), s(120), r(130), z(140), b(010), i(041), k(021), h(011), c(001), d(101), e(111), f(121), l(131), o(112). A Sasbach, auch künstlich; B Perugia, C Mte. Fiascone; D Kaiserstuhl; E Ischia; F Monzoni; G, H Pajsberg; J Achmatowsk; L Laachersee; N Beaver Lake; O Pantelleria; P, Q Tribliz; R, S Pallas Meteorit; T Latium; U Vesuv. A—E sind von den Zonen [001] und [100] beherrscht und sind z. T. ausgeprägt tafelig nach (010). Mit F setzt eine Entwicklungsreihe an, wo zur herrschenden Zone [001] die Bipyramide e als dominierende Endfläche hinzutritt. Zugleich erscheint jetzt auch (100) und wird bei L sogar zur vorwaltenden Form. M und N sind nach diesem Flächenpaar direkt tafelig. An H, K, L, M, R und S wird die Wichtigkeit von [101] deutlich. [100] ist die ausgezeichnete Zone an O—Q, in dem Sinne, daß zwei der Kristalle nach dieser Richtung gestreckt sind, der dritte aber nach der dazu senkrechten Ebene tafelig ist. An P ist die a-Achse als Pseudohexagyre zu erkennen. Allerdings weicht der Winkel $a:e = 42^\circ 27'$ stark ab von $a:n = 24^\circ 59'$. Auch an Q erleidet die Pseudohexagonalität Störungen, indem $b:h = 59^\circ 13'$, jedoch $c:k = 49^\circ 33'$. Ziemlich isometrisch sind R und S. T ist nach der Basis tafelig. In U ist ein Durchwachsungszwilling nach (011) zweier nach (010) tafeligen Kristalle dargestellt. Die a-Achse ist indessen vertikal gestellt.

Die Mineralien der Olivingruppe sind von liquidmagmatischer, seltener von pneumatolytischer (Fayalit) oder katametamorpher Entstehung. Sie finden sich, abgesehen vom Fayalit, vorwiegend in SiO_2 -armen Eruptivgesteinen oder in SiO_2 -armen (oft karbonatischen) kontakt-metamorphen Gesteinen.

Topas $[\text{SiO}_4(\text{F}, \text{OH})_2]\text{Al}_2$. Rhombisch holoedrisch

Spezielle Kennzeichen: Als Drusenmineral zeigt Topas oft sehr schöne, rhombische Formenentwicklung. Infolge der sehr guten Spaltbarkeit nach $\langle 001 \rangle$ ist jedoch manchmal nur die nach der c-Achse stengelige Entwicklung mit der charakteristischen Streifung wahrnehmbar. Außerdem tritt Topas als Pyrophysalith in feldspatähnlichen Stücken oder als Pyknit in grobstengeligen, undurchsichtigen Aggregaten auf. Derbe und jaspisähnliche Massen sind gleichfalls vorhanden. Wasserhelle, farblose Topase sind nicht so häufig wie die schön weingelb, goldgelb, gelbrot oder meerblau bis meergrün gefärbten Varietäten. Rosenrote und violette Topase sind wieder etwas seltener. Außer der sehr vollkommenen Spaltbarkeit nach $\langle 001 \rangle$ ist keine deutliche Spaltung bemerkbar, der Bruch ist daher im allgemeinen uneben bis muschelig, der Glanz eher glasig. Topas ist spröde. Die Härte ist 8, das spezifische Gewicht variiert vorzugsweise zwischen 3,4 und 3,6.

Physikalische Eigenschaften: Das Mineral ist optisch zweiachsig positiv mit $n_\gamma = c$ als spitzer Bisektrix. Die Achsenebene liegt parallel (010) . Die optischen Eigenschaften variieren mit dem Gehalt an F und (OH) . Folgende Beispiele (Na-Licht) zeigen dies.

F	OH	n_α	n_β	n_γ	2 E	2 V	Spez. Gew.
Gew. - %							
20,37	0,19	1,6072	1,6104	1,6176	ca. 126°	ca. 67°	3,565
20,42	0,29	—	—	—	" 126°	—	3,567
19,50	0,57	—	—	—	" 121°	—	3,565
19,47	0,73	1,6121	1,6147	1,6215	" 118°	ca. 64°	3,568
18,50	0,93	1,6155	1,6180	1,6250	" 112°	" 61°	3,555
15,48	2,45	1,6294	1,6308	1,6375	" 85°	" 49°	3,532

Die Doppelbrechung $n_\gamma - n_\alpha$ variiert von 0,0104 bis 0,0081.

Als Beispiel für die Dispersion sei nachstehendes Verhalten eines Topases von Tokowaia erwähnt.

λ	n_α	n_β	n_γ	2 V
Li-Licht	1,6270	1,6287	1,6362	um 50°
Na-Licht	1,6293	1,6308	1,6379	um 49°
Tl-Licht	1,6314	1,6328	1,6396	zwischen $48\frac{1}{2}$ und 49° . Somit $\rho > 0$.

Ein Topas von Nertschinsk ergab:

Fraunh. Linie	n_α	n_β	n_γ	2 V ber.	2 V gem.
B	1,61000	1,61273	1,61926	$65^\circ 58\frac{1}{2}'$	$66^\circ 1\frac{1}{2}'$
C	1,61091	1,61365	1,62019	$65^\circ 58'$	$65^\circ 56\frac{1}{2}'$
D	1,61327	1,61597	1,62252	$65^\circ 41'$	$65^\circ 30\frac{1}{2}'$
E	1,61615	1,61882	1,62542	$65^\circ 12\frac{1}{2}'$	$64^\circ 59\frac{1}{2}'$
F	1,61870	1,62134	1,62792	$64^\circ 54\frac{1}{2}'$	$64^\circ 30'$

Mit steigender Temperatur wächst der Achsenwinkel nur um geringe Beträge. Wenn sich durch Glühen die Farbe vertieft, so ist auch schwacher Pleochroismus (zwischen gelb, rosa und violett) wahrnehmbar. Optische Anomalien infolge von Zonarstruktur und Ausbildung von Anwachspyramiden sind nicht selten. Für alle drei Schwingungsrichtungen zeigt das Reflexionsvermögen zwischen $\lambda = 22 \mu$ und 83μ eine Abnahme; von da an ist wieder ein Anstieg bemerkbar. Jenseits von $\lambda = 50 \mu$, nach längeren Wellen hin, ist die Doppelbrechung sehr gering.

Die Dielektrizitätskonstanten für $\lambda = \infty$ liegen zwischen 6 und 7, beispielsweise

$\parallel n_\alpha$	n_β	n_γ	
6,7	6,7	6,3	Topas von Alabaschka
6,26	6,54	6,44	Topas von Mino.

Die magnetische Suszeptibilität $\times 10^6$ beträgt:

$$-0,41 \parallel a, \quad -0,42 \parallel b \text{ und } -0,42 \parallel c.$$

Topas ist somit diamagnetisch.

Pyroelektrische Effekte sind öfters wahrgenommen worden, ohne daß es gelungen wäre, die Ursachen dafür eindeutig festzulegen.

Das elastische Verhalten ist durch folgende Konstantensysteme bestimmt:

$s_{11} = 4,34 \cdot 10^{-10}$	$s_{22} = 3,46 \cdot 10^{-10}$	$s_{33} = 3,77 \cdot 10^{-10}$
$s_{44} = 9,06 \cdot 10^{-10}$	$s_{55} = 7,39 \cdot 10^{-10}$	$s_{66} = 7,49 \cdot 10^{-10}$
$s_{23} = -0,65 \cdot 10^{-10}$	$s_{31} = -0,84 \cdot 10^{-10}$	$s_{12} = -1,35 \cdot 10^{-10}$
$c_{11} = 28,7 \cdot 10^8$	$c_{22} = 35,6 \cdot 10^8$	$c_{33} = 30,0 \cdot 10^8$
$c_{44} = 11,0 \cdot 10^8$	$c_{55} = 13,5 \cdot 10^8$	$c_{66} = 13,4 \cdot 10^8$
$c_{23} = 9,0 \cdot 10^8$	$c_{31} = 8,6 \cdot 10^8$	$c_{12} = 12,8 \cdot 10^8$

Diese Zahlen sind auf den Druck von 1 g pro cm^2 bezogen.

Im speziellen hat *Auerbach* den Dehnungsmodul \perp zur Basis an brasilianischem Topas zu $30,2 \cdot 10^8$ und an sächsischem Topas zu $28,1 \cdot 10^8$ gefunden, während nach den eben mitgeteilten, an sibirischem Topas bestimmten Zahlen dieser nämliche Wert $= c_{33} = 30,0 \cdot 10^8$ ist.

Kompressibilität (in kg/mm^2) = 0,000061.

Die Hauptdilatationen für 40°C lauten:

$\parallel a$	b-	c-Achse
0,00000484	0,00000414	0,00000592.

Als mittlere spezifische Wärmen von 0° bis t° wurden bestimmt:

t°	100°	200°	300°	350°
c_m	0,2097	0,2159	0,2270	0,2295.

Andere Versuche ergaben zwischen 10° und 100° Werte von 0,1995—0,1999.

Strukturelle Untersuchungen ergaben die Größe des Elementarparallelepipedes, das vier Moleküle enthält, zu $a = 4,64 \text{ A. E.}$, $b = 8,78 \text{ A. E.}$, $c = 8,37$. Gewisse

Schwerpunkte von Massenteilchen sind in den Ecken, der Basisflächenmitte und in halber Höhe der c-Kante angeordnet. Die Wiederholung von Atomlagen in der Basisflächenmitte ermöglicht die Anklänge an pseudohexagonales Verhalten, die Repetition der Teilchenlage in halber Vertikalhöhe macht die [001]-Richtungen zu Hauptbindungsrichtungen. Es wird so auch begreiflich, daß dem Topas als Achsenverhältnis teils $a:b:c = 0,5285:1:0,9539$ (strukturell richtig), teils $a:b:\frac{1}{2}c = 0,5285:1:0,4769$ zugeordnet wurde.

Spezielle Morphologie: Den nachfolgenden Erörterungen sei das Achsenverhältnis, wie es *v. Kokscharow* bestimmt hat, zugrunde gelegt, nämlich $a:b:c = 0,5285:1:0,9539$. Die einander entsprechenden Winkel sind im übrigen von Fundort zu Fundort und manchmal innerhalb eines Fundortes von Kristall zu Kristall etwas schwankend. Folgende Winkelwerte seien als Beispiele mitgeteilt:

$\angle (110)/(1\bar{1}0)$	$(120)/(010)$	$(011)/(001)$	$(111)/(001)$
55° 43'	43° 24½'	43° 39'	63° 54'
$(112)/(001)$	$(113)/(001)$	$(021)/(001)$	
45° 35'	34° 14'	62° 20½'	

Bedenkt man noch, daß der Winkel $(101)/(001) = 61° 1'$ ist, so wird ersichtlich, daß sich durch die Annäherung einfacher Winkel der Achsenzonen an 45°, bzw. 60° Hypotetragonalität, bzw. Hypohexagonalität bemerkbar macht.

Die wichtigsten Formen des Topas sind: $\langle 110 \rangle$, $\langle 120 \rangle$, $\langle 001 \rangle$, $\langle 011 \rangle$, $\langle 021 \rangle$, $\langle 112 \rangle$, $\langle 113 \rangle$, $\langle 111 \rangle$, $\langle 101 \rangle$, $\langle 010 \rangle$, $\langle 130 \rangle$, $\langle 122 \rangle$, $\langle 123 \rangle$, $\langle 103 \rangle$, $\langle 210 \rangle$, $\langle 230 \rangle$. Habitusbestimmend sind besonders die ersten 6 Formen, doch kann jede der aufgezählten zu den herrschenden gehören. Noch relativ häufig treten auf: $\langle 114 \rangle$, $\langle 221 \rangle$, $\langle 140 \rangle$, $\langle 041 \rangle$, $\langle 023 \rangle$, $\langle 012 \rangle$, $\langle 013 \rangle$, $\langle 102 \rangle$, $\langle 121 \rangle$, $\langle 143 \rangle$, $\langle 135 \rangle$, $\langle 214 \rangle$. Weniger verbreitet sind die in der Figur 242 mit Kreuz bezeichneten Formen, zu denen noch sehr viele individuelle hinzukommen.

Als Hauptzonen können gelten: [001] mit ausgesprochener Streifung, [110], [100], [010], [111] und [301]. Daran schließen sich an: [101], [011], [112], [210], [310], [211], [121], [201], [212]. Manche Kombinationen sind olivinähnlich, wieder andere nähern sich den Baryttypen oder der Ausbildung des Andalusites. Die Kristalle (Fig. 243) sind im allgemeinen prismatisch nach der c-Achse mit $\langle 110 \rangle$, $\langle 120 \rangle$, und evtl. $\langle 130 \rangle$ als Hauptprismen. Die Endbegrenzungen sind öfters oben und unten verschieden, doch handelt es sich dabei vorzugsweise um sekundär erworbene Eigenschaften (einseitige Ätzung und Bruch nach der Spaltfläche). Die Symmetrie der Ätzfiguren weist auf die rhombische Holloedrie hin. Auch nach $\langle 001 \rangle$ dicktafelige oder nach $\langle 011 \rangle$, bzw. $\langle 021 \rangle$ oder $\langle 101 \rangle$ prismatische Ausbildungen sind neben bipyramidalen oder ungefähr isometrischen Entwicklungen beobachtet worden. $\langle 101 \rangle$, $\langle 001 \rangle$, $\langle 103 \rangle$, $\langle 113 \rangle$ und andere Flächen sind oft drusig. Natürliche Ätzgrübchen, Ätzhügel und Ätzkanäle (z. B. auf $\langle 001 \rangle$, $\langle 021 \rangle$, $\langle 110 \rangle$, $\langle 120 \rangle$, $\langle 130 \rangle$) lassen sich sehr häufig finden. $\langle 011 \rangle$ ist hie und da gerundet, Kantenabrundungen sind wieder auf Anätzung zurückzuführen. Verzerrungen sind für einzelne Fundorte charakteristisch. Kristalle mit 23 und mehr Formen sind beschrieben worden.

In einer wasserhaltigen Ätzkalischmelze entsteht bei ca. 260° aus einer Topaskugel ein bipyramidaler Lösungskörper. Die Kanten dieses Körpers lassen erkennen, daß die Zonen $[001]$, $[100]$ und $[010]$ Flächen mit kleinster Lösungsgeschwindigkeit enthalten. Neben den „Lösungsflächen“ der Bipyramide sind noch solche vorhanden, die der Lage eines Prismas zweiter Stellung entsprechen.

Chemische Verhältnisse und Vorkommen: Die meisten Topase enthalten mehr Fluor als (OH). Topas ist ein typisch pneumatolytisches Mineral, das sich u. a. in Pegmatitdrusen, Granitdrusen, kontaktpneumatolytisch veränderten Gesteinen und als Begleitmineral von pneumato-

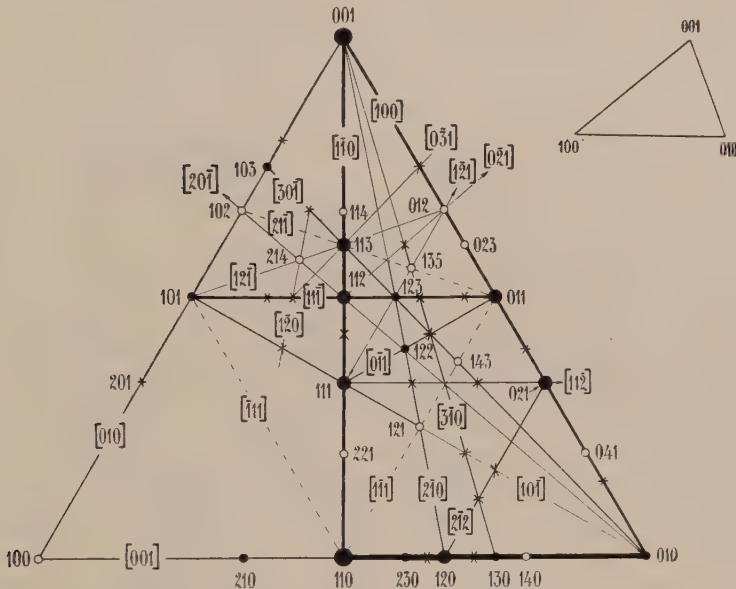
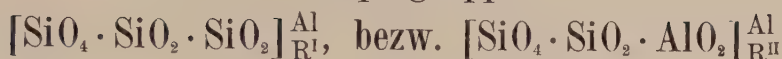


Fig. 242. Schematische Dreiecksprojektion wichtiger Formen und Zonen am Topas. Die angedeuteten Zonen lassen sich an den Bildern der Fig. 243 leicht wiederfinden.

lytischen Erzlagerstätten (insbesondere Zinnsteinlagerstätten) vorfindet. Quarz, Glimmer, Turmalin, Kassiterit, Feldspat, Phenakit, Fluorit sind wichtige Begleiter. Spielen sich die pneumatolytischen Vorgänge metasomatisch ab, so können Topasierungen auftreten, die oft noch Pseudomorphosen von Topas nach Feldspat usw. erkennen lassen. Andererseits wandelt sich Topas hydrothermal in sogenanntes Steinmark um. Kaolin, Kaliglimmer, Nakrit sind vorzugsweise darin enthalten.

Währenddem Topas und Olivin deutlich Anklänge an einen intermediär-hexagonalen Typus zeigen, sind die Feldspäte, trotz oft deutlich monokliner bis trikliner Formenentwicklung, hypokubisch.

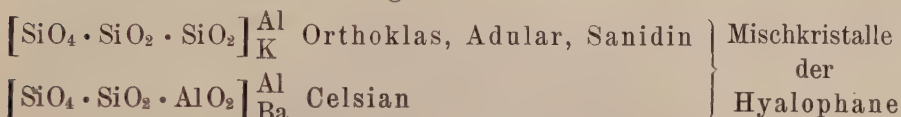
Feldspatgruppe



Monoklin und triklin holoeidrisch

Einteilung und chemische Verhältnisse: Die außerordentlich wichtige Gruppe der Feldspäte zerfällt in eine monokline und eine triklin Serie.

Zur monoklinen Serie gehören:



Ob der sogenannte Barbierit monokliner Natronfeldspat ist, muß bezweifelt werden, doch gibt es homogene Kali-Natronfeldspäte von monokliner Symmetrie bis zu mindestens 70 Gew.-% $[\text{SiO}_4 \cdot \text{SiO}_2 \cdot \text{SiO}_2]_{\text{Na}}^{\text{Al}}$.

Sie heißen Natronorthoklase, bzw. Natronsanidine. Die Begriffe Orthoklas, Adular, Sanidin für monoklinen Kalifeldspat sind nicht scharf präzisiert. Als Orthoklas kurzweg bezeichnet man die meist undurchsichtigen, trüben, weißen, rötlichen, grauen, gelblichen oder grünlichen Kalifeldspäte der Tiefengesteine und Tiefengesteinsdrusen, bei denen (Idiomorphie vorausgesetzt) $\langle 010 \rangle$ eine herrschende Form ist. Die Adulare in den Klüften dislokationsmetamorpher Gesteine und in Drusen von Erzgängen sind fast durchwegs weiß, durchsichtig oder milchig durchscheinend. $\langle 010 \rangle$ fehlt oder tritt als Wachstumsform zurück. Die Hyalophane und der Celsian haben zumeist Adulartracht. Der Sanidin wird mit Rücksicht auf den Glanz als „glasiger“ Feldspat bezeichnet und ist von weißer, grauer bis gelblicher Farbe, oft rissig und gewöhnlich tafelig nach herrschendem $\langle 010 \rangle$, oder dann säulig nach $[100]$ infolge herrschenden $\langle 001 \rangle$ und $\langle 010 \rangle$. Neben dieser Sanidintracht gibt es aber auch noch eine sogenannte Sanidinoptik. Während in Adular und Orthoklas normalerweise die optische Achsenebene senkrecht zu $\langle 010 \rangle$ liegt, gibt es Kalifeldspäte, und zwar insbesondere Sanidine, mit $\langle 010 \rangle$ als Ebene der optischen Achsen. Der Zusammenhang ist im folgenden begründet: Sanidine treten besonders in relativ jungen, rasch abgekühlten Ergußgesteinen auf. Nun ändert sich beim Erhitzen des Kalifeldspates die optische Orientierung, die Achsenebene wird parallel $\langle 010 \rangle$. Kalifeldspat hat also bei hoher Temperatur „Sanidinoptik“, und bei rascher Abkühlung kann diese Orientierung der Indikatrix erhalten bleiben, das heißt, die Umorientierung vermag mit der Temperaturänderung nicht Schritt zu halten.

Zur triklinen Serie gehören:

$[\text{SiO}_4 \cdot \text{SiO}_2 \cdot \text{SiO}_2]_{\text{K}}^{\text{Al}}$	Mikroklin	} Mischkristalle der Na-Mikrokline, Anorthoklase, K-Albite
$[\text{SiO}_4 \cdot \text{SiO}_2 \cdot \text{SiO}_2]_{\text{Na}}^{\text{Al}}$	Albit, Periklin	
$[\text{SiO}_4 \cdot \text{SiO}_2 \cdot \text{AlO}_2]_{\text{Ca}}^{\text{Al}}$	Anorthit	} Mischkristalle der Plagioklase (Oligoklase, Andesine, Labradorite, Bytownite)
$[\text{SiO}_4 \cdot \text{SiO}_2 \cdot \text{AlO}_2]_{\text{Na}_2}^{\text{Al}}$	Carnegieit	
$[\text{SiO}_4 \cdot \text{SiO}_2 \cdot \text{AlO}_2]_{\text{Sr}}^{\text{Al}}$	Strontiumfeldspat	} Anemousite (Carnegieit bei hoher Temperatur auch kubisch)

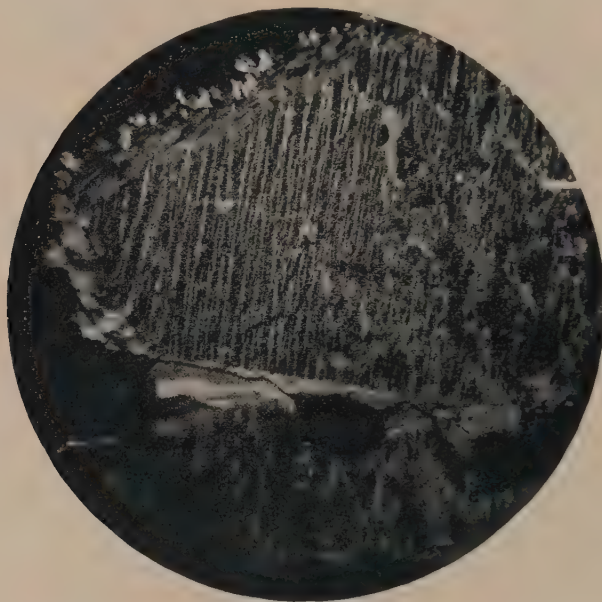


Fig. 244. Feldspatkristall mit Perthitstruktur aus dem Alkaligranit von Røken, Oslo, Norwegen. 62fache Vergr.; gekreuzte Nicols.

Zwischen Mikroklin und Albit gibt es Mischkristalle $[\text{SiO}_4 \cdot \text{SiO}_2 \cdot \text{SiO}_2]_{(\text{K}, \text{Na})}^{\text{Al}}$, die als Na-Mikrokline (besser Na-führende Mikrokline), Anorthoklase und K-Albite (besser K-führende Albite) bekannt sind. Es ist jedoch hier eine Erscheinung bemerkbar, die auch bei den Natronorthoklasen und Natronsanidinen auftritt. Äußerlich scheinbar einfache Individuen erweisen sich als Durchwachsungen einer relativ kalifeldspatreichen Substanz mit einer natronfeldspatreichen. Die erstere enthält normalerweise 7—14 Gew.-% Albitsubstanz und ist nahezu kalkfrei, die zweite besitzt in der Regel 7—8 Gew.-% Mikroklinsubstanz und 3—8% Anorthitsubstanz. Meist sind in der einheitlichen Kali-

feldspatsubstanz K-Albit- bis K-Oligoklaslamellen eingelagert, seltener ist der natronreiche Feldspat Grundsubstanz, der Kalifeldspat lamellar darin eingelagert. Derartige Strukturen hat man Perthitstrukturen genannt (Fig. 244), und zwar spricht man von Perthit, wenn „Albit“spindeln in Kalifeldspat vorhanden sind, von Antiperthit, wenn in „Albit“substanz Kalifeldspatspindeln auftreten. Je nach den Größenverhältnissen kann man zwischen Makroperthit (makroskopisch erkennbar), Mikroperthit und Krypto-perthit unterscheiden. Orthoklasperthit, im Gegensatz zu Mikroklinperthit, ist die analoge Erscheinung in der Natronorthoklasreihe. Diese Durchwachsungen zeigen uns, daß unter gewissen Umständen zwischen Kali- und Natronfeldspat keine durchgehende Mischkristallserie vorhanden ist. Es ist sehr wahrscheinlich, daß viele dieser Perthite durch nachträgliche Entmischung (siehe „Allg. Mineralogie“, Seite 545) aus einheitlichen Mischkristallen sich gebildet haben. Insbesondere trifft diese Argumentation zu für Feldspäte, deren Gesamtgehalt an Albitsubstanz nicht mehr als ca. 30 Gew.-% beträgt und bei denen durch Erhitzen auf 1000° die Entmischung rückgängig gemacht werden kann. Ein Teil jener selteneren Perthite mit einem totalen Gehalt an $[\text{SiO}_4 \cdot \text{SiO}_2 \cdot \text{SiO}_2]_{\text{Na}}^{\text{Al}}$ zwischen 30 und 90% mag bereits als heterogenes, eutektoides Gemisch auskristallisiert sein.

Das gibt Veranlassung zwischen Primär- und Sekundärperthiten zu unterscheiden. Wir müssen daher in der Serie der triklinen K-Na-Feldspäte drei Fälle unterscheiden:

1. Homogene Mischkristalle wechselnder Zusammensetzung = Anorthoklasserie.
2. Eine primäre Mischungslücke ist vorhanden, so daß sich nebeneinander oder miteinander kalifeldspatreiche und natronfeldspatreiche Kristalle ausscheiden konnten (Primärperthite bei Durchwachsung). Tritt diese Mischungslücke auf, so reicht sie häufig von 30–90 Gew.-% Albitsubstanz. Sie kann aber auch kleiner sein.
3. Es haben sich Anorthoklase oder auch Mischkristalle der primären Mischungslücke entmischt unter Bildung der Sekundärperthite mit einer ungefähren Zusammensetzung der Einzelindividuen, wie sie oben angegeben ist.

Dazu kommt noch, daß bis zu mindestens 70% Albitsubstanz monokline K-Na-Feldspäte bekannt sind, die entweder als Natronsanidine und Natronorthoklase homogen erscheinen, oder als Orthoklas- (bezw. Sanidin-) Perthite Durchwachsungen kalifeldspatreicher mit natronfeldspatreicher Substanz darstellen. Alle diese Na-K-Feldspäte können einen relativ kleinen Gehalt an Kalkfeldspat aufweisen. Hie und da scheint auch Carnegieit-, bezw. Nephelinmolekül beigemischt zu sein.

Wir sehen daraus, daß die Alkalifeldspäte sehr komplexe Verhältnisse aufweisen. Je nach den Bildungsbedingungen entstehen Mischkristalle monokliner oder trikliner Symmetrie oder heterogene Gemenge, und in Abhängigkeit von den nach der Entstehung wirksamen Faktoren kann Entmischung auftreten oder unterbleiben. Die thermodynamischen

Beziehungen, die dieses Verhalten regeln, sind noch nicht bekannt. Rein erfahrungsgemäß ergibt sich folgendes:

Die Alkalifeldspat-Einsprenglinge der Ergußgesteine sind vorwiegend monoklin, homogen, und zwar sind sie häufig, insbesondere in relativ alkalireichen Gesteinen, Natronsanidine. Nur wenn der Feldspat mehr als 70% Natronfeldspatsubstanz enthält, treten normalerweise triklin Feldspäte auf. In den Tiefengesteinen und metamorphen Gesteinen überwiegt im allgemeinen der triklin Alkalifeldspat. In den nicht sehr alkalireichen Gesteinen (gewöhnliche Granite, gewöhnliche Syenite) ist immerhin der Orthoklas noch häufig anzutreffen, und es scheint manchmal, als ob jetzt vorhandener Mikroklin aus Orthoklas sekundär hervorgegangen sei. Anorthoklas und Mikroklinperthit sind besonders in Alkaligraniten und Alkalisyeniten zu Hause. Dabei sind vermutlicher Primärperthit und Doppelperthit (primärer Perthit, dazu sekundäre Entmischung) nicht selten. Ältere Gesteine oder mehrfach metamorphosierte Gesteine enthalten eher Mikroklin als Orthoklas. In Sedimenten ist indessen neugebildeter Orthoklas (seltener Mikroklin) zu konstatieren. In den Pegmatiten treten sowohl monokline wie triklin Alkalifeldspäte auf; Mikroklin scheint vorzuherrschen. Perthit (primär und sekundär) ist häufig; homogene Anorthoklase treten zurück. Ähnliches gilt von den Drusenfeldspäten der Tiefengesteine. In den Zerrklüften des alpinen Faltengebirges und auf Erzlagerstätten sind vorzugsweise natronarme, monokline Kalifeldspäte (Adular) und sehr kaliarme, triklin Albite, bzw. Perikline vorhanden. Mittelglieder fehlen völlig, Perthitstruktur läßt sich mikroskopisch kaum beobachten. Indessen ist neuerdings gefunden worden, daß die durch bläulichen Lichtschein ausgezeichneten, sogenannten Mondsteine röntgenometrisch als Kryptoperthite bestimmbar sind. Eine mikroskopisch noch nicht faßbare Entmischung hat eingesetzt und erzeugt, besonders senkrecht zu $\langle 100 \rangle$, den milchig blauen Lichtschein.

Aus diesen Beobachtungen läßt sich noch kein widerspruchslloses, gesetzmäßiges und physikalisch-chemisch verständliches Gesamtbild über das Verhalten der Alkalifeldspäte deduzieren. Eine der Grundfragen ist noch nicht gelöst, nämlich die Frage nach den Beziehungen zwischen monoklinem und triklinem Kalifeldspat, zwischen Orthoklas und Mikroklin. Die Mikrokline sind häufig innig verzwillingt, mit feinsten Zwillingsslamellen (Fig. 245). Solche Sammelindividuen besitzen scheinbar monoklines Aussehen und sind makroskopisch von Orthoklas kaum unterscheidbar. Man hat nun vermutet, daß zwischen Orthoklas und Mikroklin überhaupt keine wirkliche Wesensverschiedenheit bestehe, sondern daß Orthoklas nur so fein verzwilligter Mikroklin sei, daß sogar mikroskopische „Homogenität“ resultiere. Demgegenüber scheint es, als ob die spezifischen Gewichte der Orthoklase etwas höher seien als diejenigen gleich zusammengesetzter Mikrokline, so daß also eine wirkliche Dimorphie vorläge. Nun werden unzweifelhaft auch heute noch Orthoklas und Mikroklin häufig miteinander verwechselt. Nicht selten hat man einen Kalifeldspat, frei von polysynthetischer Verzwilligung (sogenannter „Mikroklingitterung“, Fig. 245), kurzweg als Orthoklas bezeichnet. In

Wirklichkeit zeigen aber auch völlig einheitliche Kalifeldspäte Auslöschungsschiefen, wie sie nur beim Mikroklin auftreten. Man muß daher die Kalifeldspäte in Zukunft viel genauer untersuchen, als es bis vor kurzem üblich war, um so empirische Daten zu sammeln, die über die gegenseitigen Beziehungen von Orthoklas zu Mikroklin Auskunft geben. Zwei Beobachtungsserien bedürfen besonders der Nachprüfung. Erstens die Beobachtungen, die für eine nachträgliche Umwandlung von Orthoklas oder gar Sanidin und Adular in Mikroklin sprechen. Man findet nicht selten, wie in sonst homogenen Individuen schattenhaft oder phantomartig an einzelnen Stellen eine Mikroklingitterung einsetzt, und es ist neuerdings wahrscheinlich gemacht worden, daß schon durch die Beanspruchung des Schleifens bei der Herstellung der Dünnschliffe lokal eine solche Zwillingsbildung ausgelöst werde. Zu untersuchen ist nun, ob es

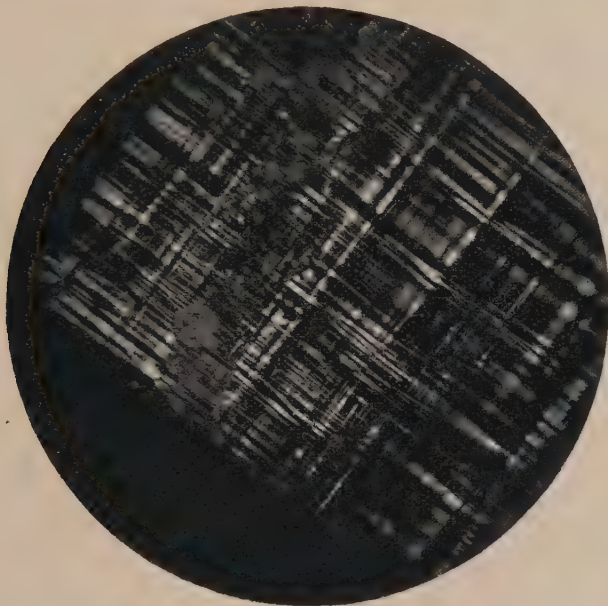


Fig. 245. Gitterförmige Zwillingsbildung eines Mikroklinkristalls vom Pikes Peak, Colorado. Gekreuzte Nicols, 65 fache Vergr.

sich hierbei um eine wirkliche Umwandlung monoklin \rightarrow triklin oder nur um eine Druckzwillingsbildung handle, und ob schon ganz reiner Kalifeldspat in dieser Weise reagiert. Die zweite Beobachtungsserie ist rein experimenteller Natur. Mehrere Forscher haben gefunden, daß mikroklinartig verzwilligte Alkalifeldspäte bei langem Erhitzen über 700° die Zwillingsbildung verlieren, doch ist noch kaum je einwandfrei festgestellt worden, ob die „homogenisierte“ Substanz in jeder Beziehung dem Orthoklas entspricht. Wäre dies der Fall, und müßte Dimorphie angenommen werden, so würde zwischen monoklinem und triklinem Alkalifeldspat eine enantiotrope Umwandlung möglich sein. Dann müßte jedoch auch, wie in den Zerrklüften der Alpen oder aus hydrothermalen Lösungen überhaupt, unterhalb 700° monokliner Kalifeldspat metastabil entstehen können. Zwischen Stabilitätsverhältnissen, Haltbarkeitsbeziehungen und Bildungsbereichen (siehe „Allgemeine Mineralogie“, Seite 519) wird scharf unterschieden werden müssen. Von der Lösung dieser Fragen hängt naturgemäß auch die Beurteilung der Erscheinungen im System Kali-Natronfeldspat ab. Mit Sicherheit läßt sich heute

schon sagen, daß bei gewöhnlicher Temperatur die Mischbarkeit eine sehr beschränkte ist, und daß Entmischungen früher einheitlicher Kristalle durch den Abkühlungsprozeß oder durch mechanische Beanspruchung erzeugt werden (Sekundärperthite). Zweifellos ist auch bei höheren Temperaturen die Mischbarkeit, insbesondere auf der Kalifeldspatseite, eine erheblich größere als bei niedrigen Temperaturen (mindestens bis 30% Natronfeldspatsubstanz). Ob aber aus Magmen stabil Mischkristalle mit mehr als 30% Natronfeldspatsubstanz auskristallisieren können, ist fraglich. Daß sowohl monokline als auch triklone Mischkristalle derartiger intermediärer Zusammensetzung gebildet werden, darf nicht bezweifelt werden, nur ist die Frage ungelöst, ob es sich nicht schon bei der Entstehung um instabile Produkte handelt. Die Kristallisation von eutektoiden Gemengen eines kalireichen und eines natronreichen Feldspates aus ähnlichen Magmen (Primärperthite) läßt diese Alternative nicht von der Hand weisen.

Wesentlich einfacher sind die Verhältnisse im System Natronfeldspat—Kalkfeldspat. Albit und Anorthit kristallisieren triklin und bilden eine vollkommene Serie von Mischkristallen. Reine Entmischungserscheinungen sind nicht bekannt. Die Plagioklas genannten Mischkristalle sind so wichtige Gesteinsgemengteile, daß man trotz der kontinuierlichen Mischkristallreihe gewisse Zusammensetzungsintervalle mit verschiedenen Namen belegt hat. So ergibt sich die Reihe Albit—Oligoklas—Andesin—Labradorit (oder Labrador)—Bytownit—Anorthit. Die Abgrenzung zwischen diesen Varietäten ist keine ganz einheitliche. Am häufigsten werden folgende 2 Schemata benutzt, wobei Ab = Albit-substanz, An = Anorthitsubstanz:

1. $\underbrace{\text{Ab}_{99} \text{ bis } \text{Ab}_{75}, \text{ bzw. } \text{An}_1 \text{ bis } \text{An}_{25}}$		$\underbrace{\text{Ab}_{75} \text{ bis } \text{Ab}_{50}, \text{ bzw. } \text{An}_{25} \text{ bis } \text{An}_{50}}$
Oligoklas		Andesin
$\underbrace{\text{Ab}_{50} \text{ bis } \text{Ab}_{25}, \text{ bzw. } \text{An}_{50} \text{ bis } \text{An}_{75}}$		$\underbrace{\text{Ab}_{25} \text{ bis } \text{Ab}_1, \text{ bzw. } \text{An}_{75} \text{ bis } \text{An}_{99}}$
Labradorit		Bytownit
2. $\underbrace{\text{Ab}_{100} \text{ bis } \text{Ab}_{90}}$	$\underbrace{\text{Ab}_{90} \text{ bis } \text{Ab}_{70}}$	$\underbrace{\text{Ab}_{70} \text{ bis } \text{Ab}_{50}}$
Albit	Oligoklas	Andesin
$\underbrace{\text{Ab}_{50} \text{ bis } \text{Ab}_{30}}$	$\underbrace{\text{Ab}_{30} \text{ bis } \text{Ab}_{10}}$	$\underbrace{\text{Ab}_{10} \text{ bis } \text{Ab}_0}$
Labradorit	Bytownit	Anorthit

Neuerdings hat *Winchell* folgende Nomenklatur vorgeschlagen:

0—10—20—30—40—50—60—70—80—90—100% An									
Albit		Albi-Oligo-		Andesin	Labra-	Bytown-			
		klas			downit	orthit			
		↓		↓	↓	↓			
		Andeklas		Labra-	Byto-	Anorthit			
				dorit	wnit				

Die Zahlen beziehen sich meistens auf Molekularprozent, doch gibt es auch Autoren, die mit Gewichtsprozenten rechnen. Eine gewisse Komplikation stellt sich dadurch ein, daß in den Plagioklasen selten

das Kalifeldspatmolekül völlig fehlt. Bei etwas reichlicherem Kaligehalt (ca. 5—20 Gew.-% Kalifeldspatsubstanz) spricht man von Kali-Plagioklasen, besser kaliführenden Plagioklasen. Außerdem scheint auch oft das Nephelin-, bzw. Carnegieitmolekül beigemischt zu sein, was sich in einem Defizit an Kieselsäure kundgibt. Eine besondere Gruppe ist die Gruppe der Rhombenfeldspäte. Ihren Namen haben sie infolge der rhombenartigen Querschnitte, die durch das Vorwalten von $\langle 110 \rangle$, $\langle \bar{1}\bar{1}0 \rangle$ und $\langle 201 \rangle$ zustande kommen. Soweit Analysen vorliegen, handelt es sich um relativ kalireiche Oligoklase. Diese Feldspäte sind jedoch



Fig. 246. Zonarstruierte Plagioklaskristalle aus dem Amphibolandesit von Ilve Mare, Siebenbürgen. Gekreuzte Nicols, 65 fache Vergr.

selten homogen, sondern meist perthitisch und auch zonar struiert. Sie sind gewissermaßen Mittelglieder zwischen der Alkalifeldspat- und der Plagioklasreihe.

In den zonarstruierten (Fig. 246), gewöhnlichen Plagioklasen der Tiefengesteine ist fast durchwegs der Kern anorthitreicher als die Hülle. Dieses normale Verhalten steht mit dem schon in der „Allg. Mineralogie“, Seite 603 reproduzierten Erstarrungsdiagramm in Übereinstimmung. In Ergußgesteinen findet man jedoch hie und da eine umgekehrte (inverse) Zonenfolge. Häufig sind in diesem Falle die Grundmassenfeldspäte kalkreicher als die Einsprenglinge, während bei normaler Zonenfolge die Grundmassenindividuen eher natronreicher als die Einsprenglinge sind. Vermutlich ist dieses abweichende Verhalten durch Änderung in

der Molekularzusammensetzung der Magmen bedingt, eine Änderung, die etwa mit dem Entweichen der leichtflüchtigen Bestandteile im Zusammenhang stehen kann. Inverse Zonenfolge findet man außerdem häufig in metamorphen Gesteinen.

Der Gehalt an Ba und Sr ist in gesteinsbildenden Feldspäten meist sehr gering. Experimentelle Untersuchungen zeigten, daß Celsian mit Orthoklas, Strontiumfeldspat mit Anorthit kontinuierliche Mischkristallreihen ergeben. Der Strontiumfeldspat wird auch als Strontium-

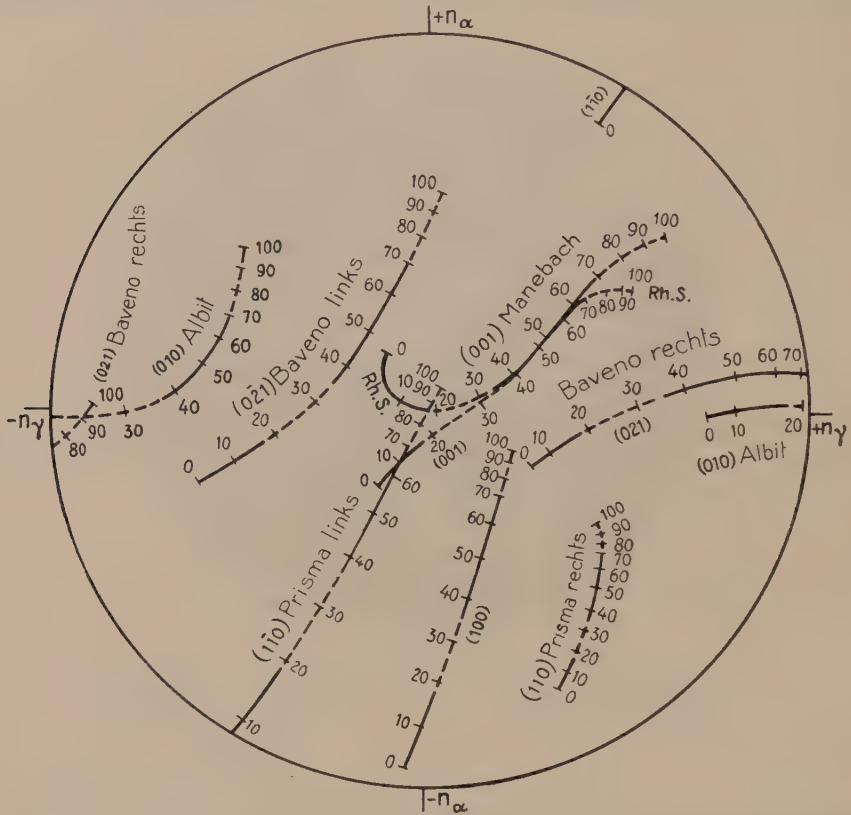


Fig. 247. Bezogen auf die festgedachten Hauptachsen der Indikatrix ändern sich die Flächenpole der verschiedenen Plagioklase gesetzmäßig mit dem Chemismus dieser letzteren. Für jene Flächen, deren Lage gegenüber $n\alpha$, $n\beta$ (im Zentrum der Figur), $n\gamma$ nach der *Fedorowschen* Methode auf Grund der Spaltbarkeit, Zwillingbildung bestimmt werden kann, sind die resultierenden Kurven in der Figur eingetragen (ausgezogen = opt. +, gestrichelt = opt. —; Anorthitgehalt von 10 zu 10% beigeschrieben). Hat man an einem Dünnschliff die Winkel, welche solche Flächenlagen definieren, ermittelt, so werden die zugehörigen Pole in einer stereographischen Projektionsskizze eingezeichnet. Bringt man diese Skizze mit der Figur zur Deckung (vier mögliche Lagen), so kann man aus der Koinzidenz der gezeichneten Pole mit Punkten der Figur (von unter sich natürlich gleicher Zusammensetzung) direkt den Chemismus des betreffenden Feldspates und das Zwillingsebenengesetz ablesen.

anorthit bezeichnet. Künstlich gelang es ferner Ferrifeldspäte, z. B. $[\text{SiO}_4 \cdot \text{SiO}_2 \cdot \text{SiO}_2]_{\text{K}}^{\text{Fe}}$, darzustellen. Nun gibt es insbesondere Kalifeldspäte und Oligoklase, die ihre fleischrote Farbe gesetzmäßig eingelagerten Hämatitschüppchen verdanken. Das Auftreten dieser Hämatitschüppchen parallel wichtigen Strukturebenen der Feldspäte macht es wahrscheinlich, daß es sich um nachträgliche, innerkristalline Ausblühungen handelt. Vermutlich war etwas Ferrifeldspat isomorph beigemischt; Entmischung

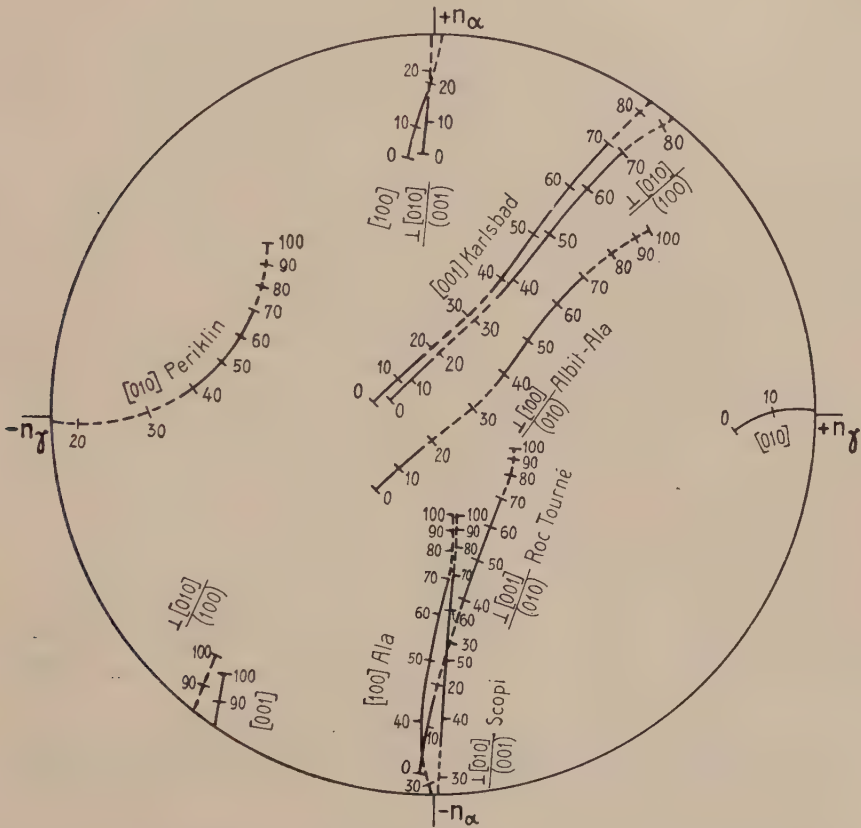


Fig. 248. Die wichtigsten Zwillingsachsen der Plagioklase in Abhängigkeit vom Chemismus und bezogen auf n_α , n_β , n_γ als feste Richtungen (ausgezogen = opt. +, gestrichelt = opt. -). Indem man die optische Orientierung zweier derart verzwilligter Individuen nach der *Fedorowschen* Methode ermittelt und die gewonnenen Winkelwerte in eine stereographischen Projektionsskizze einträgt, kann man den Pol der Zwillingsachse in einfacher Weise konstruieren, und es ergibt sich, falls man die Skizze mit der Figur zur Deckung bringt (vier mögliche Lagen), zugleich mit dem Zwillingsgesetz auch der Chemismus des untersuchten Feldspates. Bezüglich einiger Gesetze besteht da, wo ihre Kurven fast zusammenfallen, praktisch natürlich keine Eindeutigkeit.

und Zerfall im Gebiet der hydrothermalen Beeinflussungen führte zur Hämatitausscheidung.

Aus allen diesen Erörterungen ersehen wir, daß die wichtigsten Feldspäte dem ternären System $[\text{SiO}_4 \cdot \text{SiO}_2 \cdot \text{SiO}_2]_{\text{K}}^{\text{Al}}$, $[\text{SiO}_4 \cdot \text{SiO}_2 \cdot \text{SiO}_2]_{\text{Na}}^{\text{Al}}$, $[\text{SiO}_4 \cdot \text{SiO}_2 \cdot \text{AlO}_2]_{\text{Ca}}^{\text{Al}}$ angehören, daß aber Beimischungen geringer

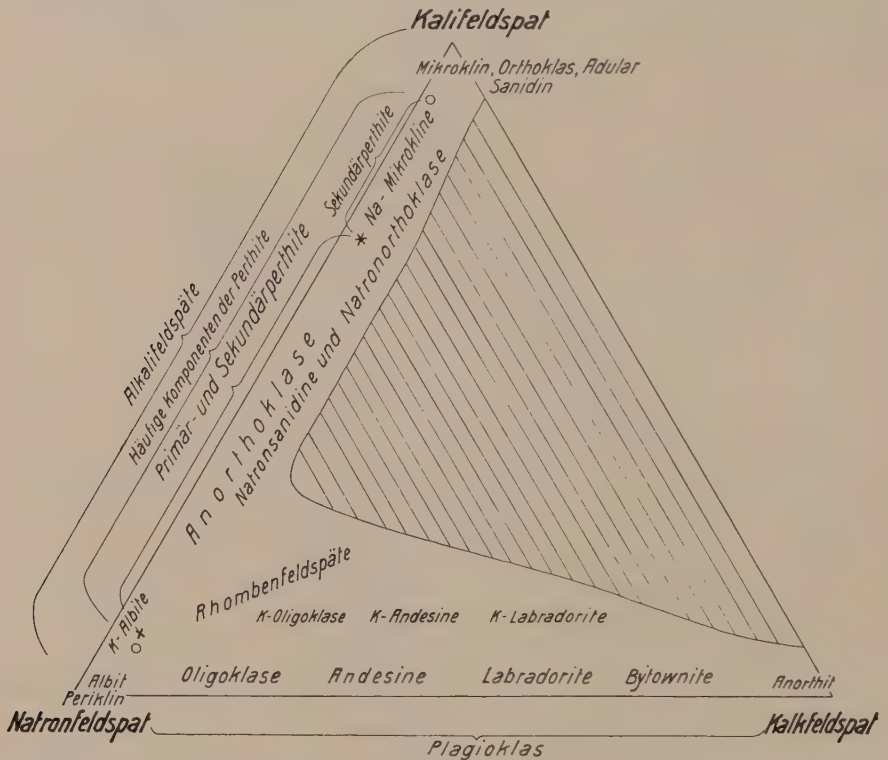


Fig. 249. Graphische Darstellung des Chemismus der Feldspäte im Konzentrationsdreieck: Kalifeldspat, Natronfeldspat, Kalkfeldspat. Das schraffierte Feld bezeichnet die große Mischungslücke zwischen den basischen Plagioklasen und dem Kalifeldspat.

Mengen anderer Moleküle hinzukommen. Es fehlen Anzeichen einer einigermaßen erheblichen Mischbarkeit von Kalifeldspat und Anorthit-substanz; es erübrigt sich daher auch ein besonderer Name für Verwachsungsstrukturen von Kalifeldspat und kalkreichem Plagioklas. In übersichtlicher Weise veranschaulicht Fig. 249 die hauptsächlichsten Verhältnisse und die Bezeichnungsweisen. Innerhalb des schraffierten Gebietes fehlen praktisch einheitliche Kristalle oder sekundär perthitische Strukturen. Wir dürfen dieses Gebiet als Mischungslücke für die Großzahl der in Frage kommenden Entstehungsbedingungen be-

zeichnen. Daß aber auch im übrigen Gebiet auf der Alkalifeldspatseite Entmischungerscheinungen auftreten, ist genügend betont worden.

Allgemeine optische Verhältnisse: Es ist eine der wichtigsten Aufgaben zu untersuchen, wie sich in einer so wichtigen Gruppe gesteinsbildender Mineralien die geometrischen und physikalischen Eigenschaften mit der Zusammensetzung ändern. Nur eine vollständige Lösung dieses Problems gestattet, z. B. mit Hilfe optischer Bestimmungen in Dünnschliffen die spezielle Natur der Feldspäte zu ermitteln. Trotz grundlegender Arbeiten hervorragender Mineralogen darf diese Aufgabe noch nicht als gelöst angesehen werden. Insbesondere die Gruppe der Alkalifeldspäte ist noch wenig erforscht, und über die Wirkungsweise des Kalifeldspatmoleküles und des Nephelin-

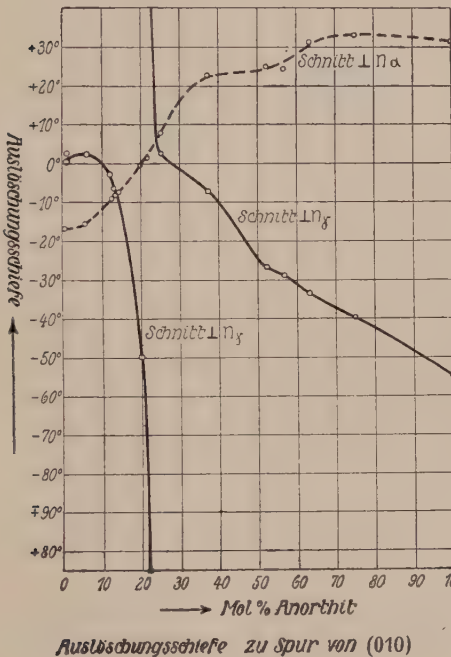


Fig. 250.

Anslöschungsschiefen auf Flächen $\perp n\alpha$ oder $n\gamma$ bei Plagioklasen (nach Sokol). — Schnitte in hinreichend genauer Orientierung lassen sich in Dünnschliffen mit nicht zu spärlichen Plagioklaskristallen im konvergenten Licht leicht finden.

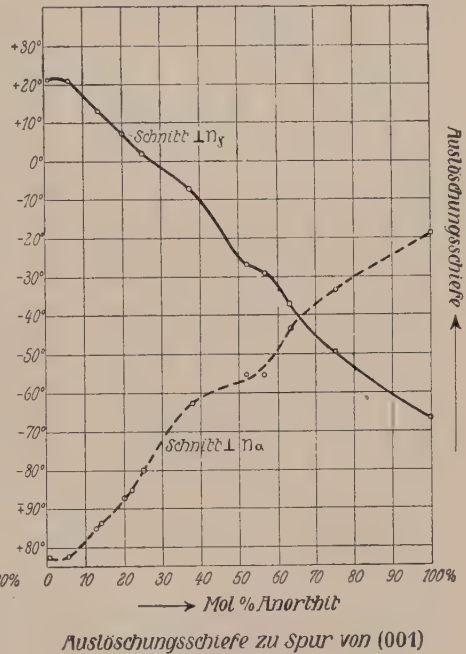


Fig. 251.

Carnegieitmoleküles auf die optischen Verhältnisse der Plagioklasse ist nicht viel bekannt. Eine Reihe von Daten ist bereits in der „Allgemeinen Mineralogie“, S. 606/7 gegeben worden. Sie müssen jedoch ergänzt werden und zwar besonders nach derjenigen Seite hin, die für die Feldspatbestimmung immer mehr von Bedeutung geworden ist. Hier erweist sich nämlich die Fedorowsche Bestimmungsmethode (siehe „Allg. Mineralogie“, Seite 416) als außerordentlich nützlich. Die Lage der Indikatrix zu kristallographischen Elementen ist in der Feldspatgruppe eine sehr variable, und gerade diese Lagebeziehungen lassen sich mit einem Theodolithmikroskop leicht ermitteln.

Denken wir uns in der Plagioklasreihe $n\alpha$, $n\beta$, $n\gamma$ fest, da sie ja stets unter 90° zueinander stehen. Dann können wir, darauf bezogen, die Lage der wichtigsten Flächenpole und Zonenpole angeben. In Fig. 247 sind die Flächen (010), (001), (110),

(110), (100), (021), (021) und die Lage des später zu erwähnenden „rhombischen Schnittes“ (Rh. S.) eingetragen. Den Kurven ist der Gehalt an Anorthit von 10 zu 10% beigegeben. Die Kurven zeigen also, wie hinsichtlich der Indikatrix-Hauptachsen die Lage einer Fläche vom Anorthitgehalt abhängig ist. Die Genauigkeit ist nicht sehr groß, die gezeichneten Kurven sind diejenigen, die *Berek* konstruiert hat (andere neuere Darstellungen stammen von *Wülfing*, *Reinhard* und *Duparc*).

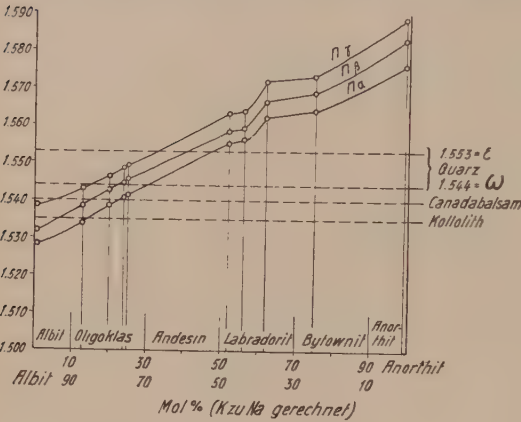


Fig. 252. Die Lichtbrechung der Plagioklase (n als Ordinate eingetragen) verglichen mit derjenigen von Quarz, Canadabalsam und Kollolith.

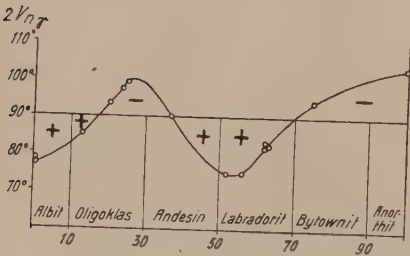


Fig. 253. Größe des Achsenwinkels ($2Vn\gamma$) und Vorzeichen der Doppelbrechung bei den Plagioklassen. Die *Fedorowsche* Methode gestattet in zahlreichen Fällen die direkte Bestimmung des Achsenwinkels.

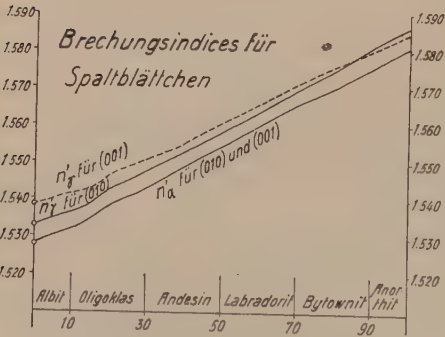


Fig. 254. Die Untersuchung der Lichtbrechung von Spaltblättchen parallel $\langle 010 \rangle$ und $\langle 001 \rangle$ erleichtert oft die Feldspatbestimmung. Die nötigen Daten sind in dieser Figur graphisch zusammengestellt (nach *Tsuboi*). Die genauere Bestimmung von $n\alpha'$ und $n\gamma'$ geschieht nach der Immersionsmethode.

Fig. 248 zeigt die Variation der wichtigsten Zonenpole der Indikatrix gegenüber. Als solche Zonenpole kommen besonders $[010]$, $[100]$ und $[001]$ in Betracht. In dieser nämlichen Figur sind auch noch Kantennormalenrichtungen eingetragen. Es bedeutet $\frac{\perp [100]}{(010)}$ die Normale zu $[100]$ in der Ebene (010) . In allen Kurven dieser Figuren sind die auf optisch positive Kristalle sich beziehenden Teile ausgezogen, die zu optisch negativen Kristallen gehörigen Abschnitte gestrichelt.

Die benutzten Flächen, Zonen und Kantennormalen sind deshalb wichtig, weil sie, wie später gezeigt werden wird, Elemente von Zwillingbildungen sein können. Es lassen sich aber mit Hilfe der *Fedorowschen* Methode die Lagen dieser Zwillings-elemente ermitteln. Zu beachten ist nur, daß oft regelmäßige, zwillingsartige Verwachsungen von Plagioklassen mit verschiedenem Anorthitgehalt auftreten.

Auch die Figuren 250 bis 256 sind für die Plagioklasbestimmung wichtig. Fig. 250 und 251 wurden bereits in der „Allgemeinen Mineralogie“ (Seite 607) repro-

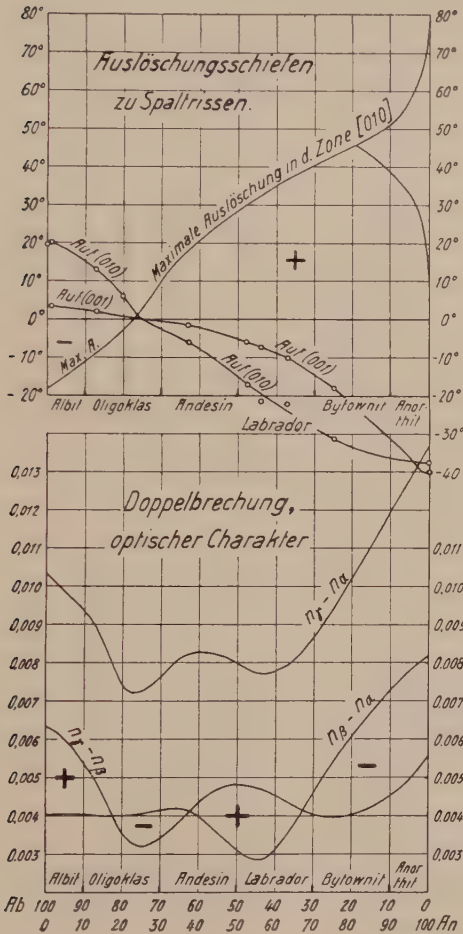


Fig. 255. Charakteristisch für die verschiedenen Plagioklasse ist die Auslöschungsschiefe der Spaltblättchen. Ihre Größe, gemessen gegenüber [100] (Spalttrisse!), ist in dieser Figur eingetragen. — Schnitte, die zu den Zwillingslamellen nach dem Albitgesetz senkrecht stehen (erkennbar an der symmetrischen Auslöschung benachbarter Lamellen), liegen ziemlich genau in der Zone [010]. Die maximale Auslöschungsschiefe solcher Schnitte ist für den Chemismus des Plagioklasses meist (vergl. die Unbestimmtheit der Kurve von $Ab_{20}An_{80}$ an) eindeutig bestimmend. Man sucht daher unter den manchmal sehr zahlreichen Feldspatkristallen eines Dünnschliffes bei denjenigen, welche [010] ungefähr parallel sind, nach der größten Auslöschungsschiefe.

Fig. 256 ergänzt vorteilhaft Fig. 252. Die Kombination des *Fedorowschen* Instrumentes mit einem geeigneten Kompensator ermöglicht die Bestimmung von $n_{\gamma} - n_{\alpha}$, $n_{\gamma} - n_{\beta}$, $n_{\beta} - n_{\alpha}$ ebenso genau wie rasch und umschreibt recht scharf den Chemismus des untersuchten Feldspates.

duziert und vereinigen die Daten der dort mitgeteilten Tabelle. Die Änderung der Brechungsindizes mit dem Anorthitgehalt (Fig. 252), sowie die Änderung des optischen Charakters (Fig. 253) sind nach ausgewählten Bestimmungen an natürlichen Plagioklassen angegeben (Zusammenstellung von *Becke*). Über den Vergleich der Lichtbrechung mit der Lichtbrechung von Quarz, Canadabalsam und Kollolith siehe bereits „Allg. Mineralogie“, Seite 399f.

Nach *Tsuboi* sind die Brechungsindizes für Spaltblättchen parallel $\langle 001 \rangle$ und $\langle 010 \rangle$ angegeben (Fig. 254). $n_{\alpha'}$ fällt praktisch für beide Spaltblättchen zusammen, $n_{\gamma'}$ ist bis zu anorthitreichen Plagioklassen auf $\langle 001 \rangle$ höher als auf $\langle 010 \rangle$.

Mittlere Kurven enthalten die Fig. 255 und 256 (teils nach *Berek*). Die Doppelbrechungen, die Auslöschungsschiefen gegen die Kante [100] auf (001) und (010), sowie die maximale Auslöschungsschiefe auf Flächen $\langle h0l \rangle$ gegenüber der Spur von (010) sind dargestellt.

Alle diese Darstellungen gehen von der Annahme aus, daß in den Plagioklassen nur Ab- und An-Moleküle vorhanden seien. In Wirklichkeit treten auch Kalifeldspatmoleküle und Nephelinmoleküle auf. Über den Einfluß, den sie auf die optischen Eigenschaften ausüben, ist wenig bekannt. Sehr häufig sind etwa 5 Mol.-% Kalifeldspat beigemischt. Reichere Beimischungen sind seltener. Unter der Annahme völliger Kalifreiheit ergeben sich für einige Glieder der Plagioklasreihe folgende Zusammenstellungen:

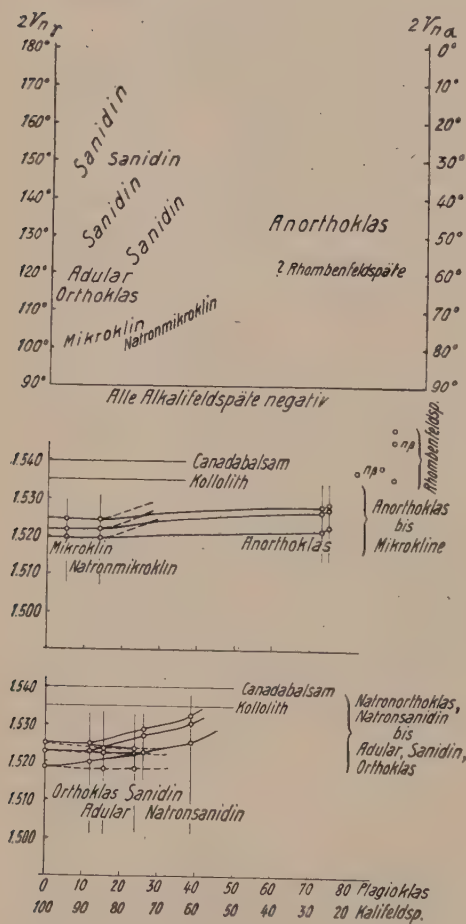


Fig. 258. Die Lichtbrechung der triklinen (obere Figur) und monoklinen (untere Figur) Alkalifeldspäte verglichen mit derjenigen von Canadabalsam und Kolloid. Die bisherigen Resultate ergeben keine eindeutig verlaufenden Kurven.

Fig. 257. Beziehung zwischen Achsenwinkel und Chemismus der monoklinen und triklinen Alkalifeldspäte. Die Konzentration ist auf der horizontalen Achse abgetragen: von links nach rechts Abnahme von Alkalifeldspat und Zunahme von albitischem Plagioklas.

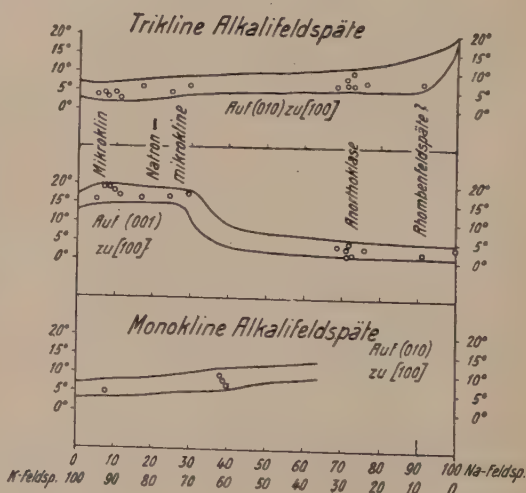


Fig. 259. Die auf [100] bezogene Auslöschungsschiefe auf (010), bzw. (010) und (001) der monoklinen (untere Figur) und triklinen (mittlere und obere Figur) Alkalifeldspäte.

	Ab	Ab ₂ An ₁	Ab ₁ An ₁	Ab ₁ An ₃	An
	Albit	Oligoklas	Andesin-Labradorit	Bytownit	Anorthit
SiO ₂	68,8	62,1	55,7	49,4	43,3
Al ₂ O ₃	19,4	23,9	28,3	32,5	36,6
CaO	0,0	5,3	10,3	15,3	20,1
Na ₂ O	11,8	8,7	5,7	2,8	0,0
Spez. Gew.	2,624	2,658	2,691	2,725	2,758.

Die Alkalifeldspäte unterscheiden sich von den Plagioklasen durch niedrigeres spezifisches Gewicht (2,57—2,58 bei Orthoklas und 2,55—2,56 bei Mikroklin) und durch niedrigere Lichtbrechung. Bis zu fast reinem Albit sind alle Alkalifeldspäte optisch negativ. Für reinen Orthoklas und Adular ist auf (010) gegenüber [100] die Auslöschungsschiefe ca. 4°—5°. Auf (001) ist die Auslöschung natürlich gerade. Es ist: $a/n\alpha = 4-5^\circ$, $c/n\beta = 19-23^\circ$, $2V = 60-80^\circ$, $2E$ um 120° . $n_\gamma = b$.

Sanidin verhält sich ganz ähnlich, kann jedoch sehr kleinen Achsenwinkel besitzen bei einer Orientierung: $n\beta = b$, $a/n\alpha = 3-6^\circ$.

Mikroklin unterscheidet sich im wesentlichen vom Orthoklas durch die relativ große (14—17°) Auslöschungsschiefe auf (001) und den oft etwas größeren Achsenwinkel.

Noch sehr wenige Daten sind bekannt über den Einfluß des Natronfeldspatmoleküles und des Kalkfeldspatmoleküles auf die optischen Verhältnisse in der Natronsanidin- und Anorthoklasreihe. Die Anorthoklase besitzen im allgemeinen wieder kleineren Achsenwinkel und geringere Auslöschungsschiefe auf (001) als der gewöhnliche Mikroklin. Die Lichtbrechung ist wenig höher. Bei gewissen Natronsanidinen scheint die Lichtbrechung stärker gestiegen zu sein, doch gibt es auch ziemlich Nachhaltige Sanidine mit einer dem Kalifeldspat praktisch gleichen Lichtbrechung. In den Figuren 257, 258 und 259 ist versucht worden, einige der bis heute bekannt gewordenen Verhältnisse dieser Reihe darzustellen. Dabei wurde das Kalkfeldspatmolekül zum Albitmolekül gerechnet. Auch wenn das nicht getan worden wäre, würde die Streuung nicht geringer geworden sein. Praktisch ist es also noch nicht möglich, den Gehalt an Kali- und Natronfeldspat eines Alkalifeldspates aus optischen Daten zu ermitteln¹⁾. Gewisse Anhaltspunkte liefert in der triklinen Serie die Auslöschungsschiefe auf (001), in der monoklinen Serie die Auslöschungsschiefe auf (010).

Die Lichtbrechung des Celsians ist folgende: $n\alpha = 1,587$, $n\beta = 1,593$, $n_\gamma = 1,600$. Der Achsenwinkel ist groß. $n\beta = b$, $n\alpha/c = 3^\circ$. Ein Bariumgehalt in Kalifeldspat wird die Brechungsindizes erhöhen. Gleichzeitig steigt das spezifische Gewicht, das für Celsian 3,573 ist.

Für Strontiumfeldspat wurde bestimmt: $n\alpha = 1,574$, $n\beta = 1,582$, $n_\gamma = 1,586$. Spezifisches Gewicht = 3,043. Abgesehen vom spezifischen Gewicht sind das Daten, die nahezu mit denen des Anorthites übereinstimmen. Optisch wird sich daher Ersatz des Ca durch Sr wenig zur Geltung bringen können.

Allgemeine morphologische Verhältnisse: Über die Abhängigkeit der morphologischen Konstanten von der Feldspatzusammensetzung ist bereits in der „Allgemeinen Mineralogie“ (Seite 603—605) die Rede

¹⁾ Das geht auch daraus hervor, daß *Winchell* zur gleichen Zeit durch Auswahl anderer Beispiele etwas abweichende Kurven erhalten hat.

Zonenentwicklung. In triklin holoedrischer Symbolisierung sind $\langle 001 \rangle$, $\langle 110 \rangle$, $\langle \bar{1}10 \rangle$, $\langle 010 \rangle$, $\langle 10\bar{1} \rangle$ die weitaus wichtigsten und meist auch habitusbestimmenden Formen. Von den immer noch recht häufigen Pinakoiden $\langle 20\bar{1} \rangle$, $\langle 11\bar{1} \rangle$, $\langle \bar{1}1\bar{1} \rangle$, $\langle 130 \rangle$, $\langle \bar{1}30 \rangle$, $\langle 021 \rangle$, $\langle \bar{0}2\bar{1} \rangle$ gehört im allgemeinen nur das erste (besonders beim Orthoklas) zu den herrschenden Formen. Ein drittwichtigster Formenkomplex ist durch $\langle 100 \rangle$, $\langle \bar{2}21 \rangle$, $\langle 2\bar{2}1 \rangle$, $\langle 111 \rangle$, $\langle \bar{1}\bar{1}1 \rangle$ gegeben. Daran schließen sich an: $\langle 120 \rangle$, $\langle \bar{1}20 \rangle$, $\langle 150 \rangle$, $\langle \bar{1}50 \rangle$, $\langle 112 \rangle$, $\langle \bar{1}\bar{1}2 \rangle$, $\langle 023 \rangle$, $\langle \bar{0}2\bar{3} \rangle$, $\langle 061 \rangle$, $\langle \bar{0}6\bar{1} \rangle$, $\langle 101 \rangle$, $\langle \bar{2}01 \rangle$, $\langle 11\bar{2} \rangle$, $\langle \bar{1}\bar{1}2 \rangle$, $\langle 20\bar{3} \rangle$, $\langle 40\bar{3} \rangle$, $\langle 10\bar{2} \rangle$, $\langle 241 \rangle$, $\langle \bar{2}4\bar{1} \rangle$, $\langle 42\bar{1} \rangle$, $\langle \bar{4}2\bar{1} \rangle$, $\langle 131 \rangle$, $\langle \bar{1}31 \rangle$, $\langle 1\bar{3}1 \rangle$, $\langle \bar{1}\bar{3}1 \rangle$ usw.

Da auch hinsichtlich der morphologischen Entwicklung die triklinen Feldspäte pseudomonoklin sind, ist in der schematischen Projektion (Fig. 260) monokline Symmetrie vorausgesetzt. Man erkennt als wichtige Zonen besonders die folgenden: $[001]$, $[010]$, $[101]$, $[102]$, $[100]$, $[112]$. Weitere in Fig. 260 eingezeichnete Zonenverbände sind $[1\bar{1}2]$, $[\bar{1}12]$, $[310]$, $[210]$, $[510]$, $[012]$, $[10\bar{1}]$ usw. Die für Feldspat charakteristischen Spaltbarkeiten sind parallel $\langle 001 \rangle$ und $\langle 010 \rangle$. Hie und da ist auch eine Spaltbarkeit nach $\langle 110 \rangle$ und $\langle \bar{1}10 \rangle$ wahrnehmbar und eine Teilbarkeit nach $\langle 111 \rangle$.

Betrachtet man nun die Winkelverhältnisse etwas näher, so erkennt man recht deutlich, wie die Zone der a-Achse hypotetragyrischen, die Zone der c-Achse hypohexagyrischen Charakter besitzen. Wie *Fedorow* überzeugend nachgewiesen hat, sind als Ganzes genommen die Feldspäte typisch hypokubisch. Ja, die nachfolgenden Erörterungen werden zeigen, daß die Anklänge an kubische Verhältnisse so deutlich sind, daß wir die Mineralien ebensogut bei den kubischen hätten besprechen können. Wir müssen, um dies einzusehen, eine Transformation vornehmen, durch die die c-Achse zu einer $[111]$ -Richtung wird, während die a-Achse Pseudohexaedernormale bleibt. Sind (hkl) die üblichen Indizes einer Fläche, (pqr) die auf das pseudokubische Achsenverhältnis bezogenen Indizes der gleichen Fläche, so lauten die Transformationsgleichungen:

$$\begin{aligned} p &= h - k + 2l & h &= -2r \\ q &= h + k + 2l & k &= -2p + 2q \\ r &= -2h & l &= p + q + r. \end{aligned}$$

Das heißt, die neuen Koordinatenachsen haben die alten Symbole $[1\bar{1}2]$, $[112]$, $[\bar{2}00]$, die alten Koordinatenachsen bekommen neu die Indizes $[002]$, $[220]$, $[111]$. Die neue Aufstellung liefert folgende, noch ziemlich deutlich hypokubischen kristallographischen Konstanten (angegeben für Orthoklas): $a:b:c = 1:1:0,9255$, $\alpha = 83^\circ 7'$, $\beta = 83^\circ 7'$, $\gamma = 89^\circ 18'$. Die Symmetrieebene der monoklinen Feldspäte ist in pseudokubischer Symbolisierung eine Nebensymmetrieebene (110) , die Digyre ist eine Nebensymmetrieachse $[\bar{1}10]$. Dieser Umstand ist Schuld, daß sich diese sonst viel zweckdienlichere Aufstellung nicht eingebürgert hat. Um einen Begriff zu bekommen, welcher Art die Abweichungen in den Winkelverhältnissen von wirklich kubischen Werten sind, sei eine kleine Tabelle konstruiert.

Alte Indizes	Neue Indizes	Wirklicher Winkel	Theoretisch für kub. Substanz
$(\overline{021}) (021)$	$(100) (010)$	$89^\circ 53'$ (Orthoklas)	90°
$(\overline{021}) (\overline{201})$	$(100) (001)$	$86^\circ 45'$ (Albit)	90°
$(021) (\overline{201})$	$(010) (001)$	$83^\circ 9'$ (Orthoklas)	90°
$(\overline{201}) (010)$	$(001) (\overline{110})$	$90^\circ 32\frac{1}{2}'$ (Anorthit)	90°
$(\overline{201}) (001)$	$(001) (110)$	$80^\circ 17\frac{3}{4}'$ (Orthoklas)	90°
$(\overline{111}) (\overline{110})$	$(011) (\overline{101})$	$56^\circ 58'$ (Orthoklas)	60°
$(021) (\overline{111})$	$(010) (011)$	$43^\circ 43\frac{1}{4}'$ (Orthoklas)	45°
$(021) (001)$	$(010) (110)$	$44^\circ 56'$ (Orthoklas)	45°
$(\overline{111}) (\overline{201})$	$(011) (001)$	$39^\circ 17'$ (Albit)	45°
$(021) (010)$	$(010) (\overline{110})$	$43^\circ 11\frac{1}{2}'$ (Anorthit)	45°
$(\overline{201}) (\overline{110})$	$(001) (101)$	$43^\circ 37'$ (Anorthit)	45°
$(\overline{201}) (\overline{110})$	$(001) (0\overline{11})$	$45^\circ 23\frac{1}{2}'$ (Anorthit)	45°
$(\overline{111}) (021)$	$(101) (100)$	$46^\circ 57'$ (Albit)	45°
$(021) (110)$	$(010) (01\overline{1})$	$51^\circ 09'$ (Orthoklas)	45°
$(\overline{111}) (010)$	$(011) (\overline{110})$	$63^\circ 8\frac{1}{3}'$ (Orthoklas)	60°
$(110) (\overline{110})$	$(01\overline{1}) (10\overline{1})$	$61^\circ 13'$ (Orthoklas)	60°
$(110) (\overline{110})$	$(01\overline{1}) (10\overline{1})$	$59^\circ 14'$ (Albit)	60°
$(110) (001)$	$(01\overline{1}) (110)$	$57^\circ 49'$ (Albit)	60°
$(\overline{111}) (010)$	$(011) (\overline{110})$	$60^\circ 26\frac{1}{2}'$ (Albit)	60°
$(\overline{241}) (010)$	$(\overline{111}) (\overline{110})$	$38^\circ 41\frac{1}{2}'$ (Anorthit)	$35^\circ 16'$
$(\overline{203}) (001)$	$(111) (110)$	$34^\circ 46'$ (Anorthit)	$35^\circ 16'$
$(201) (110)$	$(\overline{111}) (0\overline{11})$	$35^\circ 5'$ (Anorthit)	$35^\circ 16'$

Die angegebenen Winkel sind zugleich die berechneten für folgende kristallographischen Konstanten:

Orthoklas $a:b:c = 0,65851:1:0,55538$ $\beta = 116^\circ 3' 14''$ (*Kokscharow*)

Albit $a:b:c = 0,63347:1:0,55771$ $\alpha = 94^\circ 3'$ $\beta = 116^\circ 28\frac{5}{6}'$

$\gamma = 88^\circ 8\frac{2}{3}'$ (*Descloizeaux*)

Anorthit $a:b:c = 0,63473:1:0,55007$ $\alpha = 93^\circ 13\frac{1}{3}'$ $\beta = 115^\circ 55\frac{1}{2}'$

$\gamma = 91^\circ 11\frac{2}{3}'$ (*Marignac*).

Die Winkeltabelle zeigt, wie gering im ganzen die Deformation ist.

Noch seien die wichtigsten Formen in üblicher und in pseudokubischer Symbolisierung einander gegenübergestellt:

Gew. Indizes	Pseudokub. Indizes		Gew. Indizes	Pseudokub. Indizes
(hkl)	(pqr)		(hkl)	(pqr)
(001)	(110)	Spaltform	$(20\overline{1})$	$(00\overline{1})$
(110)	$(01\overline{1})$	ev. Spaltform	(021)	(010)
$(1\overline{10})$	$(10\overline{1})$	ev. Spaltform	$(0\overline{21})$	(100)
(010)	$(\overline{110})$	Spaltform	(100)	$(11\overline{2})$
$(10\overline{1})$	$(\overline{112})$		$(\overline{2}21)$	(112)
$(11\overline{1})$	$(10\overline{1})$? Spaltform	$(\overline{2}21)$	$(1\overline{1}2)$
$(1\overline{11})$	$(01\overline{1})$? Spaltform	(111)	$(12\overline{1})$
(130)	$(\overline{121})$		$(1\overline{11})$	$(21\overline{1})$
$(1\overline{30})$	$(2\overline{11})$		(131)	(121)

Daraus ist ersichtlich, daß die wichtigsten Feldspatformen zusammengehörige Flächen der hypokubischen Formen $\langle 110 \rangle$, $\langle 100 \rangle$ und $\langle 211 \rangle$ sind. Diese einfache Beziehung ist der Beweis dafür, daß die hypokubische Aufstellung keine zufällige ist, sondern daß in Tat und Wahrheit die Feldspäte nur schwach deformierte „kubische“ Kristalle sind. Die Feldspäte gehören dem hypokubischen Rhombendodekaedertypus (Granattypus, Leucittypus), d. h. dem $[111]$ -Typus an. Sehr deutlich zeigt dies die Projektion Fig. 261 für die hypokubische Auf-

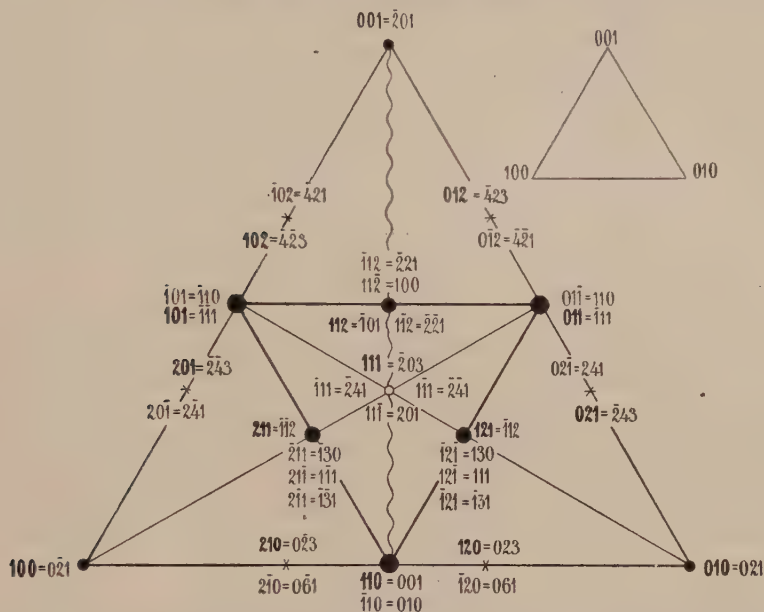


Fig. 261. Schematische Dreiecksprojektion der wichtigsten Formen und Zonen der Feldspäte in hypokubischer Orientierung. Der Übersichtlichkeit halber sind die Zonen nicht angeschrieben. Dafür sind die Flächen durch doppelte Symbolisierung ausgezeichnet. Voran steht, entsprechend der Lage des Punktes im Dreieck, das Symbol der *Fedorowschen* Stellung. Daneben ist das gewöhnliche monokline Symbol vermerkt. Überdies sind aber auch jene Symbole eingetragen, welche sich von den ersteren (etwas fetter geschriebenen) durch den Wechsel nicht aller Vorzeichen unterscheiden. Da zu jeder Fläche ohne weiteres die parallele Gegenfläche gehört, ist aus der Projektion sofort ersichtlich, daß die wichtigsten Formen der Feldspäte hypokubisch (pseudorhombendodekaedrisch) den Würfel, das Oktaeder, das Rhombendodekaeder, den Pyramidenwürfel $\langle 210 \rangle$ und das Deltoidikositetraeder $\langle 211 \rangle$ ergeben. — Das kleine Dreieck rechts oben (fast gleichseitig) zeigt die geringe Abweichung von kubischer Symmetrie (gleichseitiges Dreieck).

stellung. Aus ihr geht auch hervor, daß die kubischen Formen $\langle 111 \rangle$ und $\langle 210 \rangle$ im allgemeinen durch bekannte Wachstumsformen vertreten sind. Die Spaltbarkeit geht nach dem Pseudorhombendodekaeder. Alle Flächen dieses Pseudorhombendodekaeders sind gelegentlich als Spaltflächen konstatiert worden, doch sind vollkommene Spaltbarkeiten nur nach zwei Pinakoiden bekannt. Durch diese Spaltbarkeit, das stärkere Hervortreten von $\langle 100 \rangle$, das Zurücktreten von $\langle 321 \rangle$ unterscheidet sich Feldspat im wesentlichen von Granat. Der Unterschied zwischen Leucit und Kalifeldspat ist morphologisch kein sehr großer.

In ganz ausgezeichneter Weise tritt nun der hypokubische Charakter der Feldspatminerale durch die Zwillingbildungen hervor. Bei den triklinen Feldspäten unterscheidet man gewöhnlich drei Gruppen von Zwillingbildungen.

- I. Zwillinge nach dem Zwillingsebenengesetz. Zwillingsebene ist eine Fläche mit einfachen rationalen Indizes.
- II. Zwillinge nach dem Zonenachsen-, bzw. Zwillingssachsengesetz. Zwillingssache ist eine einfache Zonenachse.
- III. Komplexe oder irrationale Zwillinge nach dem Kantennormalengesetz. Zwillingssache ist die Normale zu einer Kante in einer einfach rationalen Ebene. Als Zwillinge dieser Art sind bis jetzt nur solche bekannt, die auch als Kombination zweier Zwillingbildungen nach I und II gedeutet werden können. Deshalb hat man die Zwillinge unter III als komplexe Zwillinge I, II gedeutet und meist mit Doppelnamen bezeichnet. Wir wollen nun diese Zwillingbildungen einzeln anführen, unter Angabe der Indizes der Zwillingselemente bei der gewöhnlichen Symbolisierung und unter Beifügung der pseudokubischen Symbolisierung, der diese Zwillingselemente nahe kommen.

I. Zwillinge nach (hkl)

Name des Gesetzes	Übliche Symbolisierung			Pseudokub. Symbolisierung		
	Zwillingsebene	Zwillingssache	Verwachsungsebene	Zwillingsebene	Zwillingssache (nahezu)	Verwachsungsebene
Albitgesetz	(010)	\perp (010)	(010)	$(\bar{1}10)$	$(\bar{1}10)$	$(\bar{1}10)$
Manebachgesetz	(001)	\perp (001)	(001)	(110)	[110]	(110)
Rechtes „Prismengesetz“	(110)	\perp (110)	(110)	(01 $\bar{1}$)	[01 $\bar{1}$]	(01 $\bar{1}$)
Linkes „Prismengesetz“ .	(1 $\bar{1}$ 0)	\perp (1 $\bar{1}$ 0)	(1 $\bar{1}$ 0)	(10 $\bar{1}$)	[10 $\bar{1}$]	(10 $\bar{1}$)
Bavenogesezt, rechts . .	(021)	\perp (021)	(021)	(010)	[010]	(010)
Bavenogesezt, links . .	(0 $\bar{2}$ 1)	\perp (0 $\bar{2}$ 1)	(0 $\bar{2}$ 1)	(100)	[100]	(100)
X	{ (100)	\perp (100)	{ (100)	(11 $\bar{2}$)	[11 $\bar{2}$]	{ (11 $\bar{2}$)
Karlsbadgesetz (monoklin)			{ (010)			{ ($\bar{1}$ 10)

II. Zwillinge nach [uvw]

Name des Gesetzes	Übliche Symbolisierung		Pseudokub. Symbolisierung	
	Zwillingssache	Verwachsungsfläche	Zwillingssache	Verwachsungsfläche
Periklingesetz	[010]	Fläche der Zone [010], meist (001) oder sog. rhomb. Schnitt	[1 $\bar{1}$ 0]	Fläche der Zone [1 $\bar{1}$ 0], meist (110) benachbart
Ala- od. Esterelgesetz	[100]	Fläche der Zone [100], meist (010)	[001]	Fläche der Zone [001], meist ($\bar{1}$ 10)
Karlsbadgesetz	[001]	Fläche der Zone [001], meist (010)	[111]	Fläche der Zone [111], meist ($\bar{1}$ 10)

III. Komplexe Zwillinge nach der Normalen zu $[uvw]$ in der Ebene (hkl)

Name des Gesetzes	Übliche Symbolisierung		Pseudokub. Symbolisierung	
	$\frac{1}{[uvw]}$ (hkl) = Zwillingssachse	Ver- wachsungs- fläche	Zwillingssachse nahezu:	Ver- wachsungs- fläche
Manebach-Ala } Manebach-Esterel }	$\frac{1}{[100]}$ (001)	(001)	$[1\bar{1}0]$	(110)
Albit-Ala } Albit-Esterel }	$\frac{1}{[100]}$ (010)	(010)	$[110]$	($\bar{1}10$)
X-Karlsbad	$\frac{1}{[001]}$ (100)	(100)	$[1\bar{1}0]$	($\bar{1}\bar{1}2$)
Manebach-Periklin } (Scopigesetz, Aklin) }	$\frac{1}{[010]}$ (001)	(001)	[001]	(110)
X-Periklin	$\frac{1}{[010]}$ (100)	(100)	$[11\bar{1}]$	($\bar{1}\bar{1}2$)
Albit-Karlsbad } (La-Roc-Tournégesetz) }	$\frac{1}{[001]}$ (010)	(010)	$[11\bar{2}]$	($\bar{1}\bar{1}0$)

Von Orthoklas wurden gelegentlich auftretende, an Zwillingbildungen erinnernde regelmäßige Verwachsungen u. a. nach folgenden Ebenen angegeben:

$(\bar{1}11) = \text{pseudokubisch } (011)$

$(130) = \text{pseudokubisch } (1\bar{2}1)$

$(201) = \text{pseudokubisch } (001).$

Überblickt man diese Darstellung, so erkennt man, daß jeweils viele der beobachteten Zwillingsgesetze pseudokubisch korrespondierende sind, das heißt, ihr Auftreten der gleichen Pseudosymmetrie verdanken. Daß sie zu verschiedenen Resultaten führen, ist dem Umstand zu verdanken, daß die kubisch zusammenfallenden oder gleichwertigen Richtungen in Wirklichkeit nicht genau zusammenfallen oder nicht genau gleichwertig sind. Schon die monoklinen Feldspäte zeigen eine viel geringere Möglichkeit der Zwillingbildung, da eine Reihe von Gesetzen bereits nicht mehr unterscheidbar werden und andere zu Parallelverwachsungen führen.

Pseudokubische Rhombendodekaederflächen oder Rhombendodekaedernormalen sind für folgende, im weiteren Sinne korrespondierende Zwillingsgesetze als Zwillingselemente vorhanden: Albitgesetz, Periklingesetz, Manebach-Alagesetz, X-Karlsbadgesetz, Prismengesetz, Manebachgesetz, Albit-Alagesetz. Die ersten vier Gesetze führen im monoklinen System zu Parallelverwachsungen, fallen also für Orthoklas weg. Die letzten zwei ergeben monoklin (wenn wir von der Variabilität der Verwachsungsflächen absehen) das Manebachgesetz. Nun ist aber im monoklinen System das Manebachgesetz an sich auch erklärbar als Zwillingbildung nach $[100]$, es fällt somit hier mit dem Alagesetz zusammen, und letzteres wird wieder (abgesehen von der Verwachsungsfläche) dem Scopigesetz gleich.

Ala- und Scopigesetz sind pseudokubisch Zwillingsgesetze nach dem Hexaeder, beziehungsweise nach Hexaedernormalen. Gleichwertig mit ihnen sind die zwei (monoklin nicht zu unterscheidenden) Gesetze von Baveno.

Dem Typus der Spinellgesetze gehören an das Karlsbadgesetz, das Gesetz X, das X-Periklingesetz, das La-Roc-Tournégesetz. Sie sind monoklin, abgesehen von der Verwachsungsfläche, nicht unterscheidbar.

Die tabellarisch zusammengestellten Zwillingsgesetze reduzieren sich somit für Orthoklas auf das Manebachgesetz, das Prismengesetz, das Bavenogesezt, das Karlsbadgesetz mit Pseudorhombendodekaeder, Pseudohexaeder und Pseudooktaedernormalen als Zwillingselementen. Da die triklinen Feldspäte pseudomonoklin sind, ist zwischen den hier möglichen Zwillingsbildungen oft nicht leicht zu unterscheiden. Die Lage gegenüber α , β und γ der wichtigsten in Betracht kommenden Elemente ist bereits in den Figuren 247/248 (siehe Seite 538 f.) für die Plagioklasreihe eingezeichnet. Man erkennt auch, daß manche Kurven nahe beieinanderliegen, nämlich diejenigen, welche im engeren Sinne korrespondierenden Zwillingselementen entsprechen. Nicht eingezeichnet sind die Kurven für $\frac{1}{(001)} [100]$ und $\frac{1}{(100)} [001]$, die praktisch mit der Kurve $[010]$ übereinstimmen.

Fassen wir zusammen: Bei den Feldspäten sind die pseudokubischen Haupt- und Nebensymmetrieebenen, bzw. -achsen Zwillingselemente, außerdem treten Zwillinge nach den Varianten des Spinellgesetzes auf. Als Verwachsungsebenen fungieren die Pseudohexaeder-, die Pseudorhombendodekaederflächen und Flächen der Form $\langle 211 \rangle$. Die Feldspäte sind typisch hypokubisch mit kubisch mimetischer Zwillingsbildung. (Über die Flächen des sogenannten rhombischen Schnittes siehe „Plagioklas“, Seite 566).

So zeigt uns die vergleichende morphologische Betrachtung nicht nur die Beziehung der einzelnen Mineralien der Gruppe zueinander, sondern auch die Einfachheit der morphologischen Gesetze bei zweckmäßiger Aufstellung. Wenn trotzdem die alte Orientierung beibehalten wird, so geschieht dies nur deshalb, weil alle wichtigen Arbeiten sich darauf beziehen, und weil die übliche monokline Aufstellung für Orthoklas (Symmetrieebene = (010)) nach dem heutigen Stand der Anschauungen nicht ohne großen Widerspruch geändert werden kann.

Orthoklas, Adular, Sanidin (monokl. Kalifeldspat) $[\text{SiO}_4 \cdot \text{SiO}_2 \cdot \text{SiO}_2]_{\text{K}}^{\text{Al}}$

Monoklin holoeidrisch

Spezielle Kennzeichen: Dieses wichtige Gesteins- und Drusenmineral ist wasserklar-farblos insbesondere als Adular, weiß bis farblos, rissig und glasigglänzend als Sanidin, durchscheinend bis undurchsichtig-weiß, fleischrot, bräunlichrot, hellgelb, grau, seltener grünlich als gewöhnlicher Orthoklas. Neben gut gestalteten Kristallen tritt es als xenomorpher Gesteinsgemengteil auf, bildet auch spätige Aggregate, seltener kompakte, kryptokristalline Massen. Der Bruch des spröden Minerals ist, wenn er nicht nach den zwei ausgezeichneten Spaltpinakoiden erfolgt, uneben bis muschelrig, der Glanz glasig oder bei vorhandener Zersetzung erdig matt. Vollkommene Spaltbarkeit ist nach

den zwei aufeinander senkrecht stehenden Pinakoiden $\langle 001 \rangle$ und $\langle 010 \rangle$ vorhanden. Darauf, besonders auf $\langle 001 \rangle$, ist Perlmutterglanz wahrnehmbar. Unvollkommen, aber immerhin meist noch erkennbar, ist die Spaltbarkeit nach $\langle 110 \rangle$. Eine meist durch Einlagerungen bedingte Absonderung nach $\langle 100 \rangle$ und den steilen Pinakoiden $\langle 701 \rangle$ oder $\langle 801 \rangle$ (sog. Murchisonit „spaltbarkeit“) tritt hie und da auf. Durch rasche Temperaturänderung entstehen Risse nach $\langle 100 \rangle$, $\langle 110 \rangle$, $\langle 010 \rangle$ und $\langle 001 \rangle$. Auf Porenreihen und Kontraktionsrissen ist die einer Streifung ähnliche Rissigkeit des Sanidins auf $\langle 010 \rangle$ zurückzuführen. Der bläuliche Lichtschein, der auf Flächen der Zone $[010]$, insbesondere auf $\langle 100 \rangle$, bei den Mondstein genannten Adularen und Sanidinen wahrnehmbar ist, beruht auf beginnenden Entmischungserscheinungen (siehe Seite 534). Öfters ist Quarz innig mit Orthoklas verwachsen. Derartige Bildungen mit ineinandergreifenden Individuen hat man Schriftgranit genannt (vergl. Fig. 196). Das resultierende Gefüge heißt Implikationsgefüge. Die mittlere Härte des Orthoklases ist 6, das spezifische Gewicht ist 2,57. (Für ziemlich reinen Adular ist $d_{21^\circ/13^\circ} = 2,567$.)

Physikalische Eigenschaften: Die allgemeinen optischen Eigenschaften sind bereits besprochen worden. Meist gibt man als typisch an: $n_\alpha = 1,5190$, $n_\beta = 1,5237$, $n_\gamma = 1,5260$, $2V = 69^\circ 43'$, $2E = 121^\circ 6'$ für Natriumlicht und Adulartypus. Die niedrige, negative Doppelbrechung ist 0,007 bis 0,005. Die Achsenebene liegt meist senkrecht zu (010) mit $n_\gamma \parallel b$. Dann bildet n_α zu a einen Winkel um 5° , n_β zu c einen Winkel von ungefähr 21° im stumpfen Winkel β . Sanidine haben oft die optische Achsenebene parallel (010) , n_β und n_γ haben ihre Lage vertauscht. Der Achsenwinkel kann sowohl bei dieser als bei der normalen Orientierung auch kleiner sein. Stets ist $\rho > v$. Es hat sich gezeigt, daß diese optische Variabilität als Temperaturfunktion Gleichgewichtslagen entsprechen kann. Bei normalsymmetrischer Achsenlage nähern sich beim Erhitzen die optischen Achsen, bei parallelsymmetrischer Achsenlage öffnet sich der Achsenwinkel. Man kann im ersten Fall durch Erhitzen für ein bestimmtes λ Einachsigkeit erzeugen, worauf sich bei noch stärkerem Erhitzen die optischen Achsen in (010) öffnen. Solange die Erwärmung nicht über 400° bis 500° gesteigert wird, sind die Erscheinungen reversibel. Bei lange andauernder Erwärmung über 500° treten oft beim Abkühlen Hystereseerscheinungen auf. Es kann auch die Rückverwandlung ganz unterbleiben. Deshalb werden die Sanidine mit parallelsymmetrischer Achsenlagenlage als abgeschreckte Feldspäte angesehen. Über die mehrfach untersuchten Dispersionsverhältnisse geben folgende Beispiele Auskunft (Brechungsindizes auf Vakuum reduziert):

Sanidin von Dockweiler mit $n_\beta = b$ und $n_\alpha/a = 5^\circ$.

	$\lambda = 670,6$	588,8	537,7	508,4	479,9 $\mu\mu$
$n_\alpha \left\{ \begin{array}{l} 0^\circ \\ 300^\circ \end{array} \right.$	$\begin{array}{l} 1,5178 \\ 1,5189 \end{array}$	$\begin{array}{l} 1,5206 \\ 1,5217 \end{array}$	$\begin{array}{l} 1,5230 \\ 1,5242 \end{array}$	$\begin{array}{l} 1,5248 \\ 1,5260 \end{array}$	$\begin{array}{l} 1,5268 \\ 1,5280 \end{array}$
$n_\beta \left\{ \begin{array}{l} 0^\circ \\ 300^\circ \end{array} \right.$	$\begin{array}{l} 1,5224 \\ 1,5232 \end{array}$	$\begin{array}{l} 1,5252 \\ 1,5261 \end{array}$	$\begin{array}{l} 1,5277 \\ 1,5287 \end{array}$	$\begin{array}{l} 1,5294 \\ 1,5305 \end{array}$	$\begin{array}{l} 1,5314 \\ 1,5325 \end{array}$
$n_\gamma \left\{ \begin{array}{l} 0^\circ \\ 300^\circ \end{array} \right.$	$\begin{array}{l} 1,5225 \\ 1,5241 \end{array}$	$\begin{array}{l} 1,5253 \\ 1,5270 \end{array}$	$\begin{array}{l} 1,5278 \\ 1,5295 \end{array}$	$\begin{array}{l} 1,5295 \\ 1,5313 \end{array}$	$\begin{array}{l} 1,5316 \\ 1,5334 \end{array}$

$2E$ für $\lambda = 588,8 \mu\mu$ ist bei $t = 0^\circ$ ungefähr 12° , bei $t = 300^\circ$ ungefähr 44° .

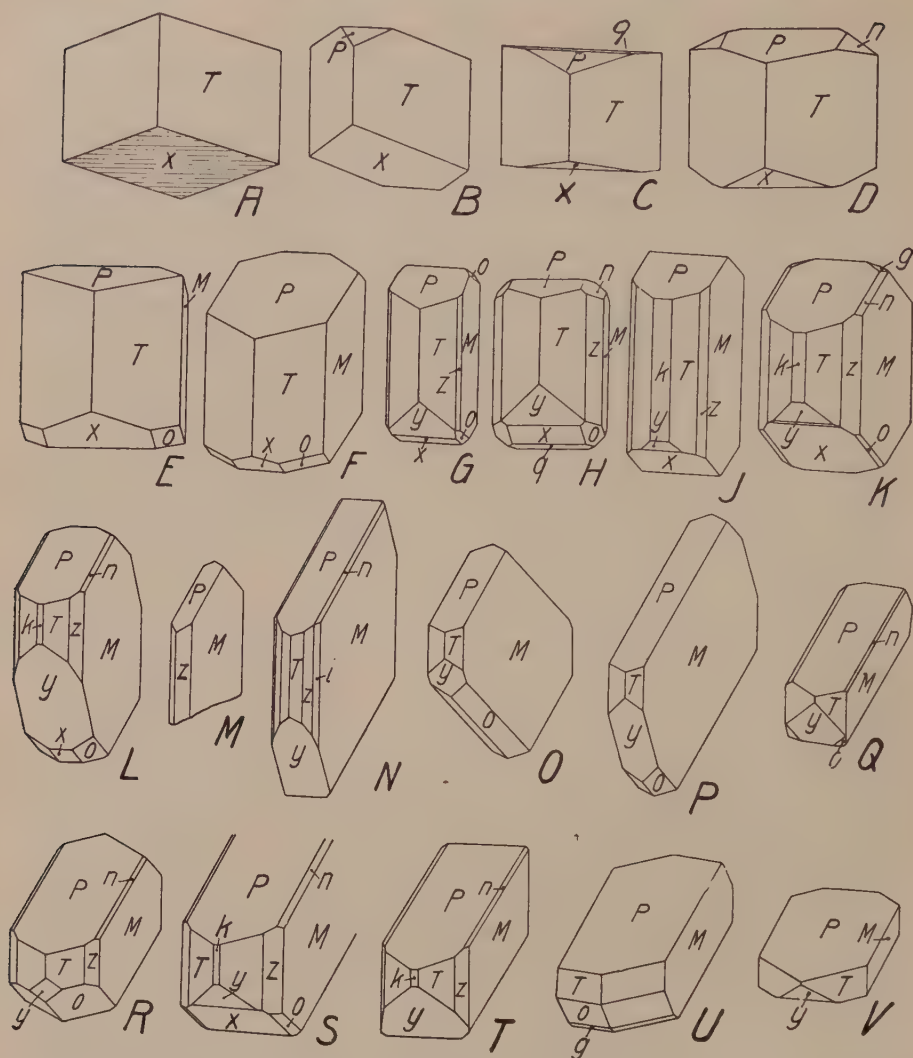


Fig. 262a. Habitustypen des Kalifeldspates. $k\langle 100 \rangle$, $T\langle 110 \rangle$, $z\langle 130 \rangle$, $i\langle 160 \rangle$, $M\langle 010 \rangle$, $n\langle 021 \rangle$, $P\langle 001 \rangle$, $q\langle 203 \rangle$, $x\langle 101 \rangle$, $y\langle 201 \rangle$, $o\langle 111 \rangle$, $g\langle 112 \rangle$. Als Beispiele der zahlreichen Fundorte schöner Orthoklaskristalle mögen folgende genannt sein: Alabaschka (F, J), Japan (S), Laach (L), Langesundfjord (M), Riesengebirge (G), Prov. Rom (O, P, R), Schottland (D, U), Southerland (B), Tavetsch (A), Vesuv (K), Viterbo, erratischer Block (N), Yellowstone Park (V). A zeigt die rhomboederähnliche Ausbildung des Adulars, die umso täuschender sein kann, als sich das Mineral gerade in dieser Form vielfach zusammen mit Calcitkriställchen findet. In B tritt zur Kombination von A die Basis hinzu, immer erkennbar an den Sprüngen, die ihr parallel laufen, eventl. am Perlmutterglanz, der ihr häufig eigen ist. Eine meist nur als Streifung wahrnehmbare Abstumpfung der Kante $P:x$ ist in C (vergl. auch H) abgebildet. Die wichtigen und häufigen Formen n , bzw. o ergänzen bei D und E die einfache Kombination T, P, x . Am Adulartypus (A–E) fehlt M zumeist oder ist in der Regel doch nur untergeordnet ausgebildet, im Gegensatz zu den weißen, rötlichen, allgemein trüb undurchsichtigen Orthoklasvarietäten (F–V), wo 010 vielfach vorherrschende Form ist. F–L sind solche, nach $[001]$ gestreckte, säulige Ausbildungstypen. Einige von ihnen verraten bereits eine nach 010 tafelige Entwicklung. Ausgeprägt ist diese bei den folgenden Bildern (M–P, Sanidintracht), bei denen ab und zu, ähnlich wie an

den nach [100] fast tetragonal gebildeten Typen Q—T, die a-Achse Streckungszone wird. Aber auch [001], [102] und [101] sind für diese tafeligen Kristalle wichtige Zonen; bei N ist [001] sogar flächenreicher als an irgendeiner andern dieser Figuren. Schon Q, weit mehr noch U und insbesondere V sind tafelig nach (001). Q verdeutlicht die *Fedorowsche* Aufstellung, indem n und y den Pseudowürfel, P, M, T, o das Pseudorhombendodekaeder bilden.

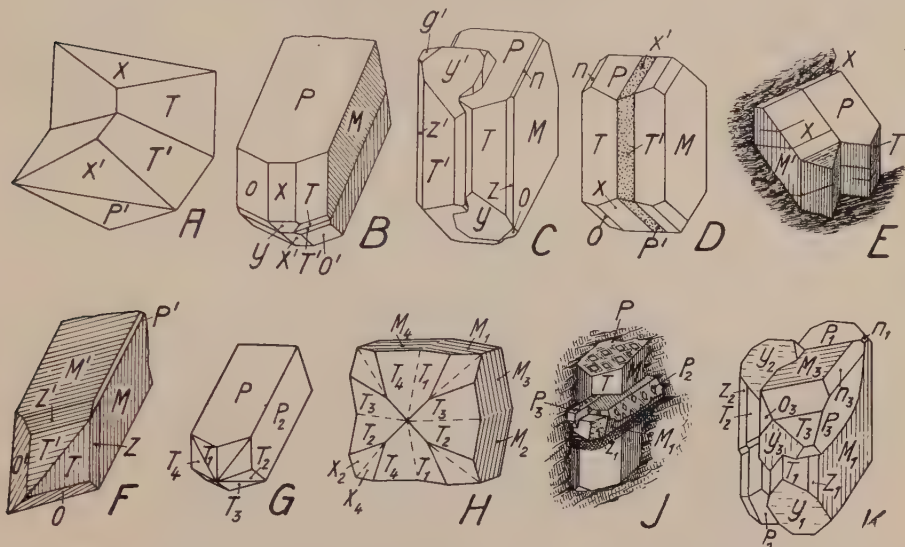


Fig. 262b. Zwillinge und Viellinge von Orthoklas. Formenbezeichnung wie in Fig. 262a. Als Fundorte kommen in Betracht: Alpen (A), Bolivia (B), Bretagne (D), Elba (E, J), St. Gotthard (H), Inverell (C), Riesengebirge (K), Schlesien (E), Schweden (G), N. S. Wales (F). A und B sind Manebachzwillinge (nach 001). Auf (010) von B ist die typische Streifung nach [001] zu sehen. Bei A ist die obere Hälfte, bei B der untere Teil kristallographisch richtig orientiert. C ist ein sog. Karlsbaderzwilling. Das rechts gelegene Individuum ist in der üblichen Aufstellung. Das andere, mit den gestrichelten Buchstaben ist sein Spiegelbild nach 100) und mit jenem von links her verwachsen. Man nennt diese Gruppierung einen linken Karlsbaderzwilling. Wäre das zweite Individuum mit dem ersten von rechts her verwachsen, so spräche man von einem rechten Karlsbaderzwilling. Statt y ist häufig x entwickelt, und da die Neigung von P und x der c-Achse gegenüber fast gleich sind, legen sich P und x praktisch in eine Ebene. D und E zeigen dies. (Bei E ist links x' statt x zu lesen). Der Verlauf der Spaltrisse nach (001) sowie die Beschaffenheit von P (glänzend) und x (matt) ermöglichen die Deutung. F ist ein Bavenoerzwilling (nach 021). „Richtig“ aufgestellt ist das Individuum rechts unten. Bei diesem Zwillingsgesetz legt sich allgemein die Basis des einen Individuums dorthin, wo sich das seitliche Pinakoid des anderen befindet. Manchmal durchdringen sich die beiden Individuen, so daß glatte, glänzende Partien von 001 des einen Individuums mit rauen, oft schmutzigen oder gestreiften Teilen von 010 des anderen Individuums in einer Ebene liegen (M und P' von F). Als Vierlinge nach diesem Gesetz können G und H gedeutet werden. Mit 1 von G (lies oben P₁ statt P) sind 4 und 2 nach (021), bzw. (02 $\bar{1}$) verwachsen; und 3 kann ebensogut als Bavenoerzwilling zu 2 wie zu 4 angesprochen werden, da der Winkel P:n bis auf etwa 4' gleich ist dem Winkel n:M. Indessen könnte es sich auch um eine Verwachsung nach (021) zweier Manebacherzwillinge handeln. Liegen bei G ringsum lauter P-Flächen, so sind umgekehrt bei H die M-Flächen nach außen gewandt (vergl. F). Ein Drilling nach dem Bavenoergesetz (1, 2, 3) ist bei J mit einem großen Einzelkristall ohne weitere Gesetzmäßigkeit verwachsen (Zeichnung auf (001) beachten!) Eine merkwürdige Gruppierung ist in K dargestellt. Mit dem linken Karlsbaderzwilling (1, 2) ist das Individuum 3 so verwachsen, daß n₁ und n₃ einerseits, sowie o₃ und T₃ andererseits einander je ungefähr parallel sind. Gleichzeitige genaue Parallelität ist nicht möglich.

Adular vom St. Gotthard (gewichtsprozentisch zusammengesetzt aus 84,1% Or, 8,3% Ab, 7,6% An) bei gewöhnlicher Temperatur:

λ in $\mu\mu$	n_α	n_β	n_γ	2 V beob.	2 V ber.
486	1,5239	1,5282	1,5297	60° 46'	60° 48'
508,5	1,5224	1,5264	1,5281	60° 56'	60° 56'
589	1,5185	1,5225	1,5239	61° 30'	61° 21'
610	1,5178	—	1,5232	—	—
644	1,5162	1,5203	1,5217	61° 51'	61° 32'
674	1,5154	1,5195	1,5208	61° 59'	61° 37'

Als Dielektrizitätskonstanten für $\lambda = 300 \mu$ wurden bestimmt (Adular vom St. Gotthard):

Schwingungen \parallel [100] und \perp dazu: 4,9 und 5,8 auf (001)
 Schwingungen $\parallel n_\alpha$ und n_β : 4,8 und 6,2 auf (010).

Reflexionsmaxima treten im Ultraroten bei 80 μ und 98 μ auf.

Für die Wärmeleitung ist die b-Achse Achse der größten Leitfähigkeit. Das Achsenverhältnis des Isothermenellipsoids wurde an einem Orthoklas nach der *Sénarmontschen* Methode bestimmt zu 0,793 : 0,095 : 1.

Die spezifische Wärme liegt bei gewöhnlicher Temperatur um 0,18. An einem Adular vom St. Gotthard wurden noch folgende Werte bestimmt:

t:	0°—100°	0°—350°
cm:	0,184	0,202.

Ein gewöhnlicher Orthoklas ergab:

t°:	0°—500°	0°—800°	0°—1100°
cm:	0,2247	0,2401	0,2509.

Von den Hauptachsen der thermischen Dilatation fällt die Achse der kleinsten Ausdehnung mit der kristallographischen b-Achse zusammen. Die thermische Dispersion ist gering für die zwei anderen Achsen. Die Größe der Ausdehnungskoeffizienten scheint etwas variabel zu sein. Für den kubischen Ausdehnungskoeffizienten von Orthoklas wird gegeben: $\alpha_{\text{kub}} = 0,000026$ zwischen 14° und 46°.

Als relative Schleifhärten, bezogen auf die Schleifhärte der Basis von Quarz = 1000, hat *Holmquist* folgende Werte bestimmt:

	(001)	(010)	\perp [100]
Adular	193	380	433
Na-Sanidin . . .	219	265	388
„Natronorthoklas“	355	431	521

Die Elastizitätsmoduln senkrecht zur Basis wurden an Adular (St. Gotthard) = 8120 kg/mm² und an Sanidin = 7710 kg/mm² gefunden (*Auerbach*).

Spezielle Morphologie: *Kokscharow* gibt an: $a:b:c = 0,65851 : 1 : 0,55538$. $\angle \beta = 116^\circ 3' 14''$. Daraus resultieren:

$\angle (110)/(1\bar{1}0)$	$(1\bar{1}0)/(001)$	$(130)/(010)$	$(021)/(001)$
61° 13'	67° 47 $\frac{1}{3}$ '	29° 24'	44° 56 $\frac{1}{3}$ '
$\angle (\bar{1}01)/(001)$	$(\bar{2}01)/(001)$	$(\bar{1}11)/(001)$	$(111)/(001)$
50° 16 $\frac{1}{2}$ '	80° 17 $\frac{3}{4}$ '	55° 14 $\frac{1}{2}$ '	33° 30'

Habitus und Tracht (Fig. 262a) sind variabel. Gedrungen prismatische Gestalten nach $[001]$ und $[100]$ sind meistens durch die Kombination $\langle 010 \rangle$, $\langle 001 \rangle$, $\langle 110 \rangle$, $\langle \bar{1}01 \rangle$, $\langle \bar{2}01 \rangle$ ausgezeichnet. $\langle 100 \rangle$ ist nicht sehr häufig, darnach tafelige Kristalle sind selten. $\langle 130 \rangle$ als meist schmalflächige Form ist häufiger, ebenso $\langle \bar{1}11 \rangle$. Die $[100]$ -Kante wird oft durch $\langle 021 \rangle$ abgestumpft. Nach $\langle 010 \rangle$ dicktafelige Kristalle liefert besonders der Sanidin der Ergußgesteine. Die Adulare besitzen ($\langle 010 \rangle$ und $\langle \bar{2}01 \rangle$) meistens gar nicht oder doch nur untergeordnet. Die bei ihnen herrschenden Formen: $\langle 110 \rangle$, $\langle 001 \rangle$, $\langle \bar{1}01 \rangle$ erzeugen ein etwas rhomboedrisches Aussehen, doch ist $\langle \bar{1}01 \rangle$ gewöhnlich intensiv nach

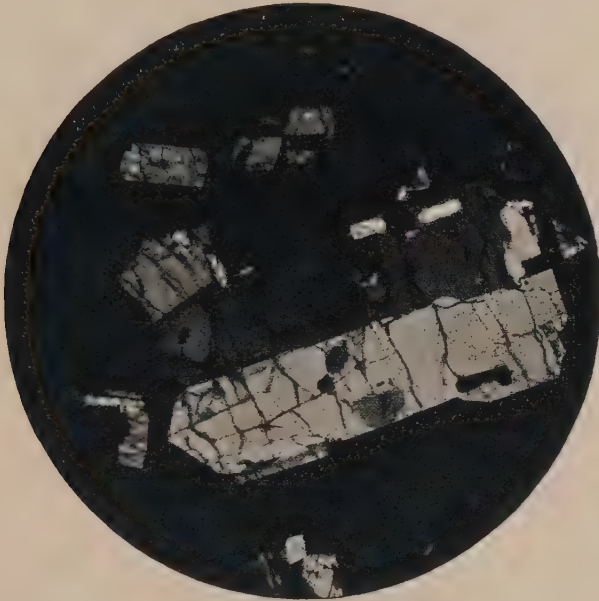


Fig. 263. Karlsbaderzwilling eines großen Sanidineinsprenglings aus dem Liparit von Castagneto, Maremmen, Italien. Gekreuzte Nicols, 65 fache Vergr.

$[010]$ gestreift. Sehr charakteristisch sind die meist einfachen Zwillingbildungen (Fig. 263b):

1. Karlsbadgesetz. Zwillingssebene (100) , bzw. Zwillingsachse $[001]$. Verwachsungsfläche ist gewöhnlich (010) , unter teilweiser Durchdringung der Individuen. Man spricht dann von linken oder rechten Zwillingen (siehe Fig. 262b, C). Die Abweichung der Lage von (001) des einen Individuums gegenüber $(\bar{1}01)$ des anderen Individuums beträgt ca. 2° , ist aber oft nicht erkennbar (Fig. 262b, E). Die Zwillinge nach dem Karlsbadgesetz sind meist nach der Zwillingsachse gestreckt. Im Schnitt ist die Zwillingsnaht infolge der verschiedenen Lage der Spaltform (001) meist gut erkennbar (vergl. für \times Nicols Fig. 263, 264).

2. Bavenogesetz. Zwillingssebene ist eine Fläche $\langle 021 \rangle$. Sie ist zugleich Verwachsungsfläche. Die Zwillinge sind meist nach der a-Achse gestreckt. Adular zeigt nicht selten nach diesem Gesetz Drillings- und Vierlingsbildungen.

3. Manebachgesetz. Zwillingssebene ist (001), beziehungsweise Zwillingsachse [100]. Diese Zwillinge sind meist nach (001) dicktafelig und nach [100] gestreckt. Infolge des pseudokubischen Charakters des Orthoklases können Adularvierlinge nach dem Bavenogesetz kaum

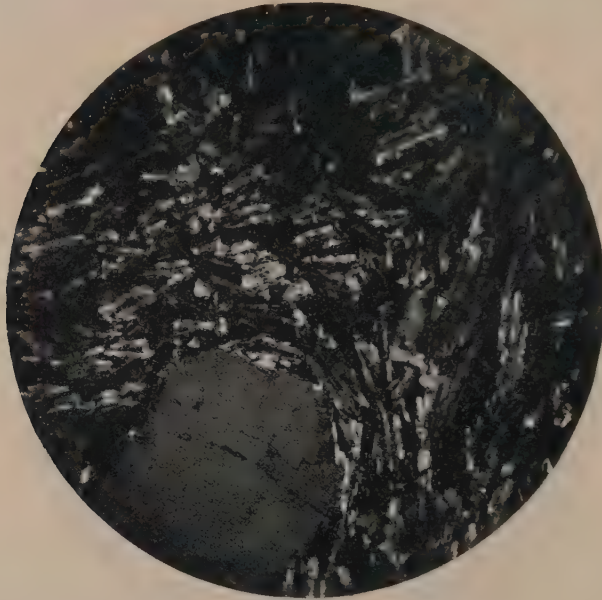


Fig. 264. Alkalifeldspäte (aus einem Bostonit genannten Ganggestein der Serra di Tinguá), welche einen größeren Einsprengling in fluidaler Anordnung umgeben. Gekreuzte Nicols, 65 fache Vergr.

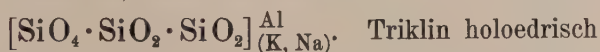
von komplexen Zwillingen nach Baveno- und Manebachgesetz unterschieden werden. Auch Karlsbad- und Bavenogesetz sind häufig kombiniert. Alle übrigen monoklin noch möglichen Zwillingsgesetze (siehe Seite 551) sind höchst selten.

Chemische Verhältnisse und Vorkommen: Selten ist Orthoklas nur Kali-Alumosilikat, fast immer sind etwas Na-Feldspatmolekül und geringe Mengen von Ca-Feldspatmolekül beigemischt. Die Na-reichen Glieder sind schon früher (siehe Seite 531) als Natronorthoklase und Natronsandine bezeichnet worden. Die optischen Verhältnisse dieser Mischkristalle wurden gleichfalls erläutert, die geometrischen sind von denen des Adulars wenig abweichend. Der farbenschillernde Feldspat von Frederiksvärn erscheint zum Teil homogen monoklin, zum Teil ist

er ein deutlicher Kryptoperthit, also Anorthoklas. In manchen Orthoklasen ist Ba in kleinen Mengen anwesend, und die Ba-reicheren, sogenannten Hyalophane, zeigen zumeist Adulartypus. Das Fe_2O_3 ist vorzugsweise in Form eingelagerter Hämatitblättchen (vermutlich durch Entmischung gebildet, siehe Seite 539) oder als Limonitstaub vorhanden. Die Blättchen liegen öfters parallel $\langle 112 \rangle$, $\langle 150 \rangle$, $\langle 001 \rangle$, $\langle 010 \rangle$, $\langle 110 \rangle$, seltener parallel $\langle 021 \rangle$, $\langle 113 \rangle$, oder nach steilen Pinakoiden (vergl. Seite 553). Sie erzeugen die rote Farbe mancher Feldspäte und bei guter Ausbildung den (besonders bei triklinen Feldspäten wahrnehmbaren) Rotschiller, den Avanturinglanz (Avanturinfeldspäte). Orthoklas ist ein wichtiger Gesteinsgemengteil (in Tiefengesteinen und alten Ergußgesteinen vorzugsweise gewöhnlicher Orthoklas, in jungen Ergußgesteinen vorzugsweise Sanidin). Die Unterscheidung von unverzwilligtem Mikroclin ist, wie bereits Seite 534 betont, oft recht schwierig, so daß, über die gegenseitigen Verbreitungsverhältnisse beider Mineralien (insbesondere in metamorphen Gesteinen) noch nicht viel Positives gesagt werden kann. Orthoklas und die Varietät Adular treten aber auch als pneumatolytische und hydrothermale Bildungen in Pegmatiten und Drusen auf. Immerhin wird bei weniger hohen Temperaturen (vermutlich unter 300°) im allgemeinen Orthoklas durch wässerige Lösungen zersetzt. Es entsteht in erster Linie Sericit, und manche matten Orthoklasse erweisen sich unter dem Mikroskop als intensiv sericitisiert (Sericitisierung, Pseudomorphosierung von Sericit nach Orthoklas). Besondere Umstände führen zu einer Kaolinisierung oder unter Wegtransport des SiO_2 zu einer Hydrargillitbildung. Auch die Endstadien der Verwitterung sind tonige oder lateritische Substanzen. Orthoklas ist jedoch unter allen Feldspäten der am schwersten zersetzbare, nur reiner Albit kann noch widerstandsfähiger sein.

Die weite Verbreitung des Orthoklases bedingt naturgemäß die Möglichkeit manch anderer Umsetzungen. Hier sei nur noch erwähnt, daß man nicht selten Orthoklas und Nephelin pseudomorph nach Leucit findet (sogen. Pseudoleucit).

Mikroclin, Natronmikroclin und Anorthoklas



Spezielle Kennzeichen: Äußerlich lassen sich Mikroclin und Orthoklas, das heißt trikliner und monokliner Kalifeldspat kaum voneinander unterscheiden. Bei Mikroclin ist der Winkel $(010)/(001)$ nur um $\frac{1}{2}^\circ$ von 90° verschieden. Hie und da scheint die Spaltbarkeit nach $\bar{1}10$ etwas besser zu sein als die nach $\langle 110 \rangle$. Die Härte wird oft etwas höher angegeben, 6—6,5, doch hat *Holmquist* Relativ-Schleifhärten gefunden, die

ziemlich gut mit denen von Adular übereinstimmen. Das spezifische Gewicht ist öfters etwas größer als bei Adular, doch bedarf diese Beobachtung der Nachprüfung. Über die Beziehungen von Mikroklin zu Orthoklas siehe Seite 534.

Mikoklin ist weiß, blaßerëmegelb, rot, rötlichgelb oder grün. Der spangrüne, sogenannte Amazonenstein oder Amazonit wird beim Erhitzen entfärbt. Nicht selten ist Avanturinfeldspat.

Physikalische Eigenschaften: Die optischen Verhältnisse sind bereits besprochen worden. Sehr charakteristisch für Mikroklin ist die Gitterlamellierung, die meist erst mikroskopisch wahrnehmbar ist (Fig. 245). Schon die polysynthetische Verzwillingung nach dem Albitgesetz beweist den triklinen Charakter. Sie ist in seltenen Fällen bereits mit der Lupe als Streifung auf $\{10\bar{1}\}$ und $\{001\}$ wahrnehmbar. Dazu kommt dann häufig noch ein Zwillingsslamellensystem ungefähr parallel $\{100\}$, das zum Teil auf Viellingsbildung nach dem Periklingesetz beruht. So entsteht die Gitterstruktur. Es muß jedoch betont werden, daß unzweifelhaft auch unverzwillingte Mikrokline (Auslöschungsschiefe auf $\{001\}$!) auftreten. Viele der Na-reichen Glieder der triklinen Alkalifeldspatserie zeigen Perthitstruktur (siehe Seite 533).

Als mittlere spezifische Wärmen werden für Mikroklin bestimmt:

t:	0°—100°	0°—300°	0°—500°	0°—700°	0°—900°
cm:	0,1871	0,2108	0,2262	0,2371	0,2450.

Die Kompressibilität in Megabar pro cm^3 wurde wie folgt bestimmt:

P:	0 Atm.	2000 Atm.	10000 Atm.
Kompressibilität $\times 10^6$:	1,92	1,88	1,68.

Spezielle Morphologie: Nahezu monoklin, in jeder Beziehung ähnlich Orthoklas. Nur die Zwillingbildungen sind mannigfaltiger.

Vorkommen: Siehe Seite 534 und 559.

Plagioklase

Im wesentlichen $n [\text{SiO}_4 \cdot \text{SiO}_2 \cdot \text{SiO}_2]_{\text{Na}}^{\text{Al}} + m [\text{SiO}_4 \cdot \text{SiO}_2 \cdot \text{AlO}_2]_{\text{Ca}}^{\text{Al}}$
Triklin holodrisch

Spezielle Kennzeichen: Ähnlich Orthoklas. Winkel zwischen den Hauptspaltpinakoiden $\{001\}$ und $\{010\}$ jedoch nicht 90° , sondern ca. 86° , variierend mit der Zusammensetzung. Polysynthetische Zwillingbildung (Fig. 265, D) erzeugt sehr oft eine äußerlich erkennbare Zwillingstreifung. Die leichtere Zersetzbarkeit, insbesondere der kalkreichen Glieder, bedingt häufig erdig mattes Aussehen. Die Plagioklase sind farblos oder weiß, seltener grau, grünlich oder rötlich (letzteres am ehesten noch bei Oligoklas). Ein durch innere Inhomogenitäten bedingter Farbschiller (Labradorisieren) ist nicht allzu selten. Unter Epidot- und Zoisitbildung (Saussuritisierung) zersetzte kalkreiche Plagioklase sind meist grünlich oder bläulichgrün gefärbt. Die Härte der frischen Plagioklase ist 6—7, das spezifische Gewicht ist 2,62—2,76. Glasige Plagioklase der Ergußgesteine sind Mikrotine genannt worden.

Über die Namengebung siehe Seite 536.

Albit ist fast durchwegs weiß (Name), in Drusen kann (wie beim Adular) Chloritbestäubung Grünfärbung verursachen. Die Kristalle (Fig. 265) sind meist tafelig nach (010) (Albittypus) oder dickprismatisch nach [010], eventuell zugleich tafelig nach (001) (Periklintypus). Die Kristalle vom Albittypus sind fast stets nach dem Albitgesetz verzwillingt, die Kristalle vom Periklintypus nach dem Periklingesetz. Parallelverwachsungen mit Orthoklas (Zone [001] gleichgerichtet, Fig. 265, T) sind nicht selten.

Oligoklas ist wie die meisten Feldspäte als Gesteinsgemengteile vorwiegend leistenförmig ausgebildet. Der rötliche, sogenannte Sonnenstein ist ein Avanturinfeldspat mit eingelagerten Hämatitschüppchen. Im übrigen ist Oligoklas meist weiß, grünlich oder gelblich. Die kalihaltigen Rhombenfeldspäte sind durch Vorherrschen der Formen $\{110\}$, $\{1\bar{1}0\}$ und $\{20\bar{1}\}$ im Querschnitt rhombenförmig. Sie zeigen öfters Farbschiller.

Die Andesine (Fig. 266) sind weiß, graublau bis grünlich. Die Labradorite weisen besonders häufig grob polysynthetische Zwillingbildung und durch Interposition gebildeten Farbschiller auf. Sie saussuritieren leicht und sind dann matt, graublau, bläulichgrau bis grün. Ähnlich verhalten sich die Bytownite. Der Anorthit (Fig. 266) tritt in oft isometrischen und flächenreichen, farblos durchsichtigen oder weiß undurchsichtigen Kristallen auf.

Über die häufige Zonarstruktur der Plagioklasse siehe bereits Seite 537.

Spezielle physikalische Eigenschaften: Die Abhängigkeit der optischen Eigenschaften von der chemischen Zusammensetzung ist bereits besprochen worden. Über die Dispersion bei ca. $20-21^\circ$ orientieren die folgenden Zusammenstellungen:

	$\lambda = 700$	610	589,3	508,5 $\mu\mu$
Oligoklas Ab _{75,1} An ₂₄ Or _{0,9}	$\left\{ \begin{array}{l} n_\alpha \\ n_\beta \\ n_\gamma \end{array} \right.$	$\left\{ \begin{array}{l} 1,5366 \\ 1,5408 \\ 1,5442 \end{array} \right.$	$\left\{ \begin{array}{l} 1,5395 \\ 1,5438 \\ 1,5472 \end{array} \right.$	$\left\{ \begin{array}{l} 1,5403 \\ 1,5447 \\ 1,5481 \end{array} \right.$
	opt. —, 2 V beob.	83° 45'	83° 5'	82° 25'
				81° 22'
Andesin Ab ₅₆ An ₃₇ Or ₇	$\left\{ \begin{array}{l} n_\alpha \\ n_\beta \\ n_\gamma \end{array} \right.$	$\left\{ \begin{array}{l} 1,5408 \\ 1,5449 \\ 1,5486 \end{array} \right.$	$\left\{ \begin{array}{l} 1,5442 \\ 1,5482 \\ 1,5519 \end{array} \right.$	$\left\{ \begin{array}{l} 1,5450 \\ 1,5491 \\ 1,5529 \end{array} \right.$
				1,5496
				1,5536
				1,5574
Labradorit Ab _{32,7} An _{62,3} Or ₅	$\left\{ \begin{array}{l} n_\alpha \\ n_\beta \\ n_\gamma \end{array} \right.$	$\left\{ \begin{array}{l} 1,5577 \\ 1,5619 \\ 1,5668 \end{array} \right.$	$\left\{ \begin{array}{l} 1,5614 \\ 1,5654 \\ 1,5703 \end{array} \right.$	$\left\{ \begin{array}{l} 1,5623 \\ 1,5663 \\ 1,5713 \end{array} \right.$
				1,5671
				1,5709
				1,5761
	opt. +, 2 V beob.	85° 53'	84° 26'	83° 52'
				81° 18'

Mit der Temperatur ändert sich der Winkel der optischen Achsen nur wenig.

Die Abhängigkeit der Lagen der Hauptachsen der thermischen Dilatation von der Temperatur ist eine ziemlich deutliche. Beispielsweise schließt die Achse der größten thermischen Dilatation mit den in ihrer Lage selber variierenden kristallographischen Achsen folgende Winkel ein:

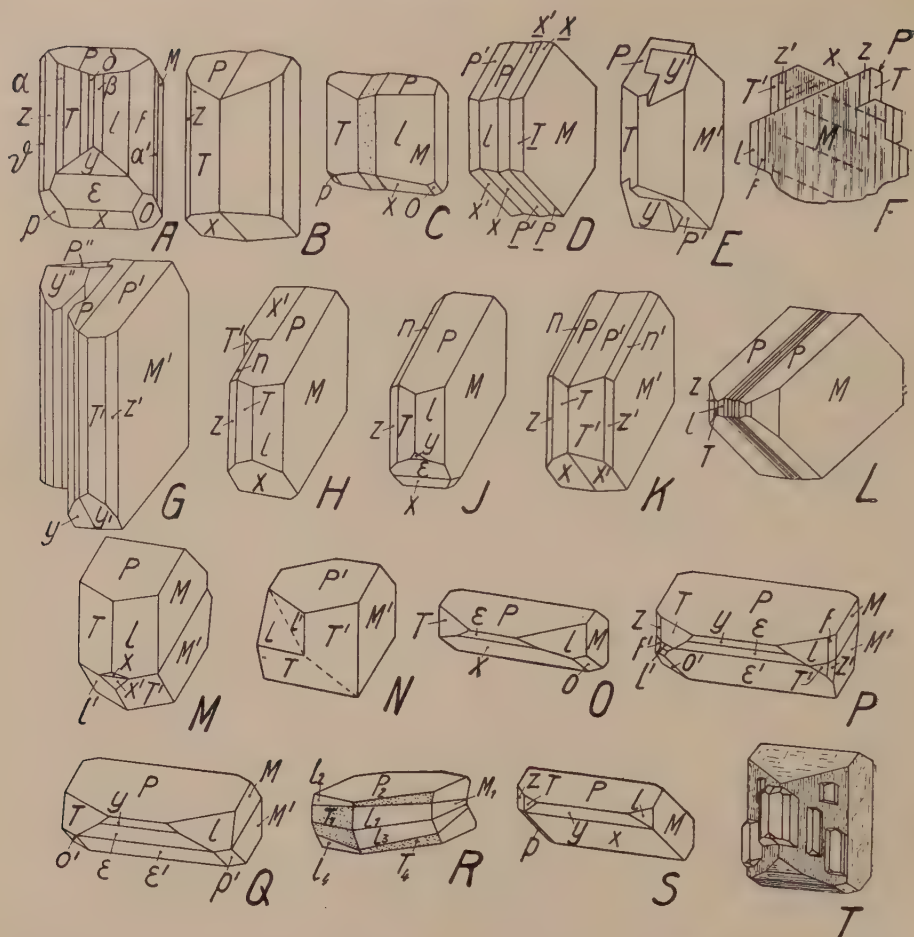


Fig. 265. Albit. $\delta \langle 5\bar{3}0 \rangle$, $\beta \langle 4\bar{3}0 \rangle$, $l \langle 110 \rangle$, $T \langle \bar{1}\bar{1}0 \rangle$, $\alpha \langle \bar{1}20 \rangle$, $f \langle 130 \rangle$, $z \langle \bar{1}\bar{3}0 \rangle$, $\alpha' \langle 270 \rangle$, $\vartheta \langle 140 \rangle$, $M \langle 010 \rangle$, $n \langle 0\bar{2}1 \rangle$, $P \langle 001 \rangle$, $x \langle 101 \rangle$, $\varepsilon \langle 403 \rangle$, $y \langle 201 \rangle$, $p \langle 111 \rangle$, $o \langle 111 \rangle$, $\pi \langle 665 \rangle$. Fundorte: Ardennen (H–K), Carrara (G), Gotthard (Q), Pfitsch (P, Q, S), Salzburg (B), Schmirn (D, E, F), Schlesien (A, T), Tirol (M, N), Zöptan (L). Charakteristisch für Albit ist die vielfach reiche Entwicklung der $[001]$ -Zone (A, G) und die häufige Zwillingsbildung nach $\langle 010 \rangle$ (Albitgesetz), wodurch auf $\langle 001 \rangle$ ein- und ausspringende Winkel entstehen (B). Auch Einlagerung einer einzelnen Lamelle (C) oder polysynthetische Wiederholung zweier Lamellensysteme (L). E „linker“, F „rechter“ Karlsbaderzwilling. Bei G ist das ungestrichene Individuum mit dem einfach gestrichenen nach dem Albitgesetz, mit dem doppelgestrichenen nach dem Karlsbadergesetz verwachsen. Ein Karlsbaderzwilling, bei dem y durch x ersetzt ist, wird durch H veranschaulicht. Nach diesem Gesetz sind bei D je zwei Albitzwillinge weiter verzwilligt. Herrscht bei A–G die Zone $[001]$ bei oft tafeliger Ausbildung nach $\langle 010 \rangle$, so sind H–L nach $[100]$ gestreckt (K = Albitzwilling, L mit stark verkürzter $[001]$ -Zone). M ist ein Manebacherzwilling mit $[100]$ als Zwillingsachse, N ein Bavenoerzwilling (oberer Teil von N nicht parallel dem oberen von M). O–S zeigen die Periklintracht, z. T. mit Zwillingsverwachsung nach dem Periklingesetz (rhombischer Schnitt; auf M ist die Zwillingsnaht gegenüber $[100]$ meist etwas geneigt). R ist ein Doppelzwilling, in dem zwei Zwillinge mit $[010]$ als Zwillingsachse (1 und 2, bzw. 3 und 4) nach $\langle 001 \rangle$ weiter verzwilligt sind. In T ist die gesetzmäßige Verwachsung von Albit mit Orthoklas dargestellt.

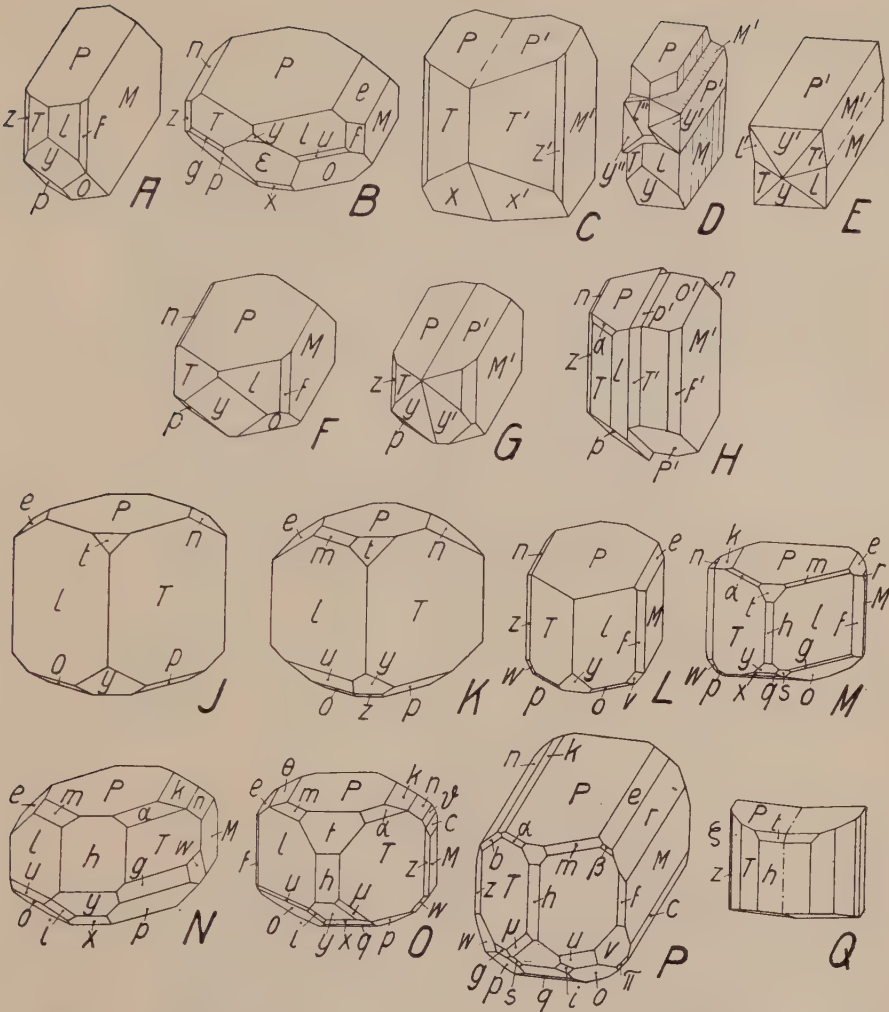


Fig. 266. Plagioklasse: Oligoklas (B), Andesin (A, C, F—H), Labrador (D, E), Anorthit (J—Q). $h\langle 100 \rangle$, $l\langle 110 \rangle$, $T\langle 1\bar{1}0 \rangle$, $\zeta\langle 120 \rangle$, $f\langle 130 \rangle$, $z\langle 1\bar{3}0 \rangle$, $M\langle 010 \rangle$, $r\langle 061 \rangle$, $c\langle 06\bar{1} \rangle$, $\vartheta\langle 04\bar{1} \rangle$, $e\langle 021 \rangle$, $n\langle 0\bar{2}1 \rangle$, $\theta\langle 023 \rangle$, $k\langle 0\bar{2}3 \rangle$, $P\langle 001 \rangle$, $q\langle 203 \rangle$, $x\langle 101 \rangle$, $t\langle 201 \rangle$, $y\langle 20\bar{1} \rangle$, $m\langle 111 \rangle$, $p\langle 1\bar{1}1 \rangle$, $\alpha\langle 1\bar{1}\bar{1} \rangle$, $o\langle 11\bar{1} \rangle$, $g\langle 2\bar{2}1 \rangle$, $u\langle 22\bar{1} \rangle$, $\pi\langle 131 \rangle$, $\beta\langle 241 \rangle$, $w\langle 24\bar{1} \rangle$, $b\langle 241 \rangle$, $v\langle 24\bar{1} \rangle$, $\mu\langle 421 \rangle$, $s\langle 42\bar{3} \rangle$, $i\langle 423 \rangle$. Fundorte: A Neu-Granada, B Grönland, C Sutherland, D und E Vöröspatak, F—H Trifail, K—M und P Vesuv, N und O Finnland, Q Orijärvi. Es ist zu beachten, daß J und K, sowie N und O nicht wie die übrigen Figuren gestellt sind. Die richtige Orientierung ergäbe sich, wenn die Modelle um eine in $\langle 100 \rangle$ gelegene und auf $[001]$ senkrechte Gerade halberumgedreht würden. C, G und Q sind Albitzwillinge. E ist ein Manebacherzwillings, H ein rechter Karlsbaderzwillings (vergl. etwa den Linkskristall H der Fig. 265; es ist nur x durch o und p ersetzt), ersterer mit $[100]$, letzterer mit $[001]$ als Zwillingsachse. Die drei Individuen von D stehen durch das Bavenoergesetz in gegenseitiger Abhängigkeit. Den Orthoklas- und Albitbildern gegenüber erscheinen hier keine wesentlich neuen Typen, es fällt nur der Flächenreichtum der Kombinationen M—P etwas aus dem bisherigen Rahmen heraus. Bedingt ist er durch die sehr gute Ausbildung der Zonen $[100]$, $[110]$, $[1\bar{1}0]$, $[112]$, $[1\bar{1}2]$ usw.

Für das Intervall	20°—80° C	20°—140° C	10°—200° C
\angle a/a	33° 52'	38° 58'	41° 20'
\angle a/b	95° 17'	94° 56'	99° 45'
\angle a/c	82° 04'	76° 56'	75° 01'

Über Winkeländerungen mit der Temperatur siehe bereits Seite 271 der „Allg. Mineralogie“. Das Schmelzdiagramm ist ebenda Seite 603 publiziert.

Über die mittleren spezifischen Wärmen gibt folgende Zusammenstellung Auskunft:

Temperatur- intervall	0°—100°	0°—300°	0°—500°	0°—700°	0°—900°	0°—1100° C
cm { Albit	0,1948	0,220	0,2363	0,2474	0,2561	0,2630
Ab ₁ An ₁	0,1925	—	0,2331	0,2441	0,2524	—
Anorthit	0,1901	0,2143	0,2296	0,2399	0,2481	0,2551

Die Schleifhärten der Plagioklase in Relativzahlen, bezogen auf den Wert 1000 für die (0001)-Fläche des Quarzes, lauten:

	Albite	Oligoklase	Labradorite	Anorthit
parallel (001)	219—251	224—234	213—270	225
(010)	304—386	275—279	264—302	276
⊥ [100]	446—614	450—458	455—535	367

Sie sind somit für ein- und dieselbe Fläche wenig variabel mit der Zusammensetzung.

Folgende Kompressibilitäten $\times 10^6$ wurden bestimmt (in cm²/Megabar):

	P = 0 Atm.	2000 Atm.	10000 Atm.
Oligoklas A ₇₈ An ₂₂	1,74	1,71	1,58
Labradorit A ₄₈ An ₅₂	1,55	1,51	1,34

Spezielle Morphologie: Die wichtigsten Daten sind bereits mitgeteilt worden. Auch kristallographische Konstanten finden sich auf Seite 605 der „Allg. Mineralogie“ vermerkt. Noch sollen folgende zwei Achsenverhältnisse erwähnt werden:

Albit: a:b:c = 0,6335:1:0,5577; $\alpha = 94^\circ 3'$, $\beta = 116^\circ 29'$, $\gamma = 88^\circ 9'$
 Anorthit: a:b:c = 0,6347:1:0,5501; $\alpha = 93^\circ 13'$, $\beta = 115^\circ 55'$, $\gamma = 91^\circ 12'$

Spezifisches Gewicht $d_{4/V}$ von reinem Albit (ber.) = 2,511.

Spezifisches Gewicht $d_{4/V}$ von reinem Anorthit (ber.) = 2,752.

Winkelwerte wurden bereits Seite 548 vermerkt.

Albit, Albittypus (Fig. 265, A—N): Herrschend meist 010, dazu $\langle 110 \rangle$, $\langle 1\bar{1}0 \rangle$, $\langle 001 \rangle$, $\langle 10\bar{1} \rangle$, $\langle 11\bar{1} \rangle$, $\langle 130 \rangle$, $\langle 1\bar{3}0 \rangle$, $\langle 021 \rangle$, $\langle 0\bar{2}1 \rangle$, seltener $\langle 20\bar{1} \rangle$ und $\langle 1\bar{1}\bar{1} \rangle$, sowie $\langle 100 \rangle$.

Albit, Periklintypus (Fig. 265, O—S): Herrschend meist $\langle 001 \rangle$, nur untergeordnet $\langle 10\bar{1} \rangle$, $\langle 20\bar{1} \rangle$, $\langle 010 \rangle$, $\langle 110 \rangle$, $\langle 1\bar{1}0 \rangle$.

Anorthit, Anorthittypus (Fig. 266, J—Q): Isometrisch, flächenreich $\langle 010 \rangle$, $\langle 110 \rangle$, $\langle 1\bar{1}0 \rangle$, $\langle 001 \rangle$, dazu $\langle 100 \rangle$, $\langle 130 \rangle$, $\langle 1\bar{3}0 \rangle$, $\langle 111 \rangle$, $\langle 1\bar{1}1 \rangle$, $\langle 11\bar{1} \rangle$, $\langle 10\bar{1} \rangle$, $\langle 24\bar{1} \rangle$, $\langle 2\bar{2}1 \rangle$, $\langle 201 \rangle$, $\langle 20\bar{1} \rangle$, $\langle 0\bar{2}3 \rangle$ usw.

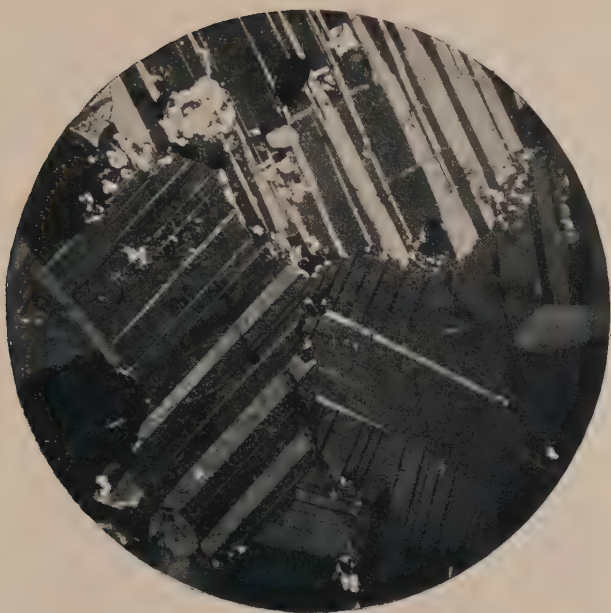


Fig. 267. Nach dem Albitgesetz polysynthetisch verzwilligte, dicksäulige Plagioklaskristalle aus dem Anorthosit von New Glasgow, Canada. Gekreuzte Nicols, 40 fache Vergr.



Fig. 268. Sperrige Anordnung leistenförmiger, nach $\{010\}$ polysynthetisch verzwilligter Plagioklaskristalle aus dem Hyperit vom Winterberg, Harz. Gekreuzte Nicols, 40 fache Vergr.

Die vielen, den pseudokubischen Charakter der Plagioklase hervorhebenden Zwillingsbildungen sind Seite 550f. erwähnt worden. Die Zwillinge nach dem Periklingesetz haben oft nicht genau (001) als Verwachsungsfläche, sondern eine benachbarte Ebene, die $\langle 110 \rangle$ und $\langle \bar{1}\bar{1}0 \rangle$ in einem rhombischen Schnitt schneidet, also noch mehr die Eigenschaft einer Pseudorhombendodekaederfläche aufweist. In Fig. 247 ist kurvenmäßig die Lage dieses rhombischen Schnittes der Indikatrix gegenüber dargestellt. Man sieht, daß nur in den Endgliedern der Misch-

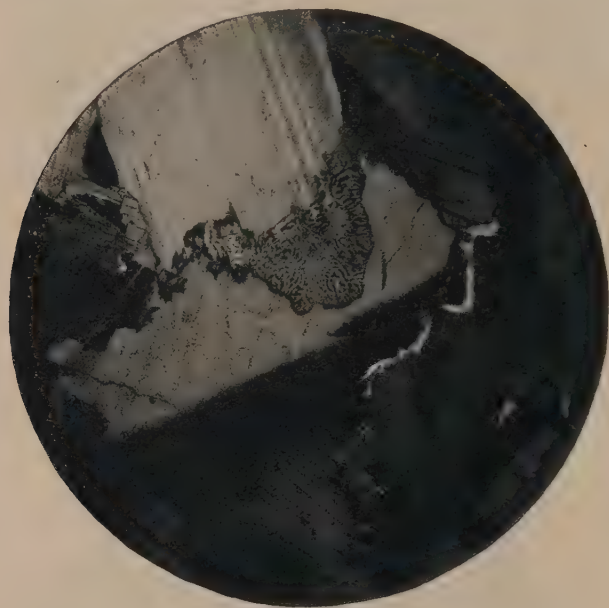


Fig. 269. Myrmekit genannte Durchwachsung von relativ saurem Plagioklas und gekrümmten, evtl. verästelten Quarzstengeln als Neubildung bei der Verdrängung von Orthoklas (großer Kristall in der Bildmitte) durch Plagioklas (oben, mit Zwillingslamellierung). Angitsyenit von Gröba, Riesa, Sachsen. Gekreuzte Nicols, 44fache Vergr.

kristallreihe eine erhebliche Abweichung gegenüber $\langle 001 \rangle$ besteht. In relativ kieselsäurereichen Tiefengesteinen, in denen vorzugsweise natronreiche Plagioklase auftreten, sind Zwillinge nach dem Albit-, Karlsbad- und Bavenogesetz am häufigsten. Auch La-Roc-Tournézwillinge sind häufig. In Andesiten ist das Alagesetz nicht selten anzutreffen. In Gabbros ist auch das Periklingesetz verbreitet.

Chemische Verhältnisse und Vorkommen: Daß in den Plagioklassen meist etwas Kalifeldspat enthalten ist und der niedrige Kieselsäuregehalt auf Beimischung von Nephelin-, bzw. Carnegieitmolekül hindeutet, ist in der allgemeinen Einleitung erwähnt worden. Die Plagioklase sind die verbreitetsten Gesteinsgemengteile (Fig. 267, 268).

Kalkreiche Glieder finden sich nur bei relativ hohen Temperaturen neugebildet, Albit ist auch hydrothermal ziemlich beständig und wichtiges Drusenmineral. Die kalkreichen Glieder werden hydrothermal zersetzt in Albit + Zoisit (bezw. Epidot bei Fe-Anwesenheit). Das ist der Vorgang der sogenannten Saussuritisation. Außerdem bildet sich auch gerne Glimmer, und verwitterungsartige Vorgänge führen zur Kaolinitisation oder Lateritbildung. Calcit entsteht dann häufig. Viele zersetzte Plagioklase sind unter besonderen Namen beschrieben worden. Sericit, Chlorit, Kaolin, Zoisit, Epidot, Quarz sind die wichtigsten Mineralien dieser pseudomorphosenähnlichen Produkte. Daß daneben so verbreitete Gemengteile wie die Plagioklase mannigfach andersartig pseudomorphosiert erscheinen (z. B. Skapolith nach Plagioklas), ist selbstverständlich. Eine sehr häufige Erscheinung ist die Albitisierung der Kalifeldspäte unter Alkaliaustausch. Es entstehen dabei oft in schachbrettartiger Verteilung verzwilligte Albite (Schachbrettalbite). Eine ähnliche Erscheinung ist die sogenannte Myrmekitbildung an der Grenze von Plagioklas und Kalifeldspat. Kalifeldspat wird in Plagioklas umgewandelt unter Ausscheidung von Quarz, der dann im Schnitt wurmartige Einschlüsse in der neugebildeten Plagioklassubstanz darstellt (Fig. 269).

In morphologischer Beziehung unzweifelhaft mit der Feldspatgruppe verwandt sind die Desmin-Phillipsitgruppe und die Heulanditgruppe der Zeolithe, wie ja überhaupt die Ca- und Alkalialumosilikate untereinander enge morphologische Zusammenhänge aufweisen.

Desmin-Phillipsitgruppe

Im wesentlichen $\left[(\text{SiO}_4)_2 \cdot n \text{SiO}_2 \right]_{\text{R}^{\text{II}}} \text{Al}_2 \cdot n \text{H}_2\text{O}$. Monoklin holoeidisch

Es gehören hierher:

Desmin, in der Hauptsache $\left[\text{SiO}_4 \cdot \text{SiO}_2 \cdot \text{SiO}_2 \right]_2 \text{Al}_2 \cdot 6-7 \text{H}_2\text{O}$.

Molekular schwanken die Verhältnisse der wichtigsten Oxyde ungefähr wie folgt:

SiO_2	:	Al_2O_3	:	CaO	:	Na_2O	:	H_2O
6,96	:	1	:	1,04	:	0,0	:	7,15 bis
4,94	:	1	:	0,5	:	0,5	:	5,14.

Etwas Fe_2O_3 kann Al_2O_3 ersetzen, etwas MgO und K_2O können an Stelle von CaO , bezw. $(\text{Ca}, \text{Na}_2)\text{O}$ treten.

Harmotom, in der Hauptsache $\left\{ \begin{array}{l} [\text{SiO}_4 \cdot \text{SiO}_2] \\ [\text{SiO}_4 \cdot \text{SiO}_2 \cdot \text{SiO}_2] \end{array} \right\} \text{Al}_2 \cdot 5 \text{H}_2\text{O}.$

$\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3$ schwankt molekular etwa von 4,75 : 1 bis 5 : 1. Ungefähr $\frac{1}{5}$ des Ba kann durch Alkalien ersetzt sein. Auch etwas Ca tritt dann und wann auf.

Phillipsit (Kalkharmotom, Kreuzstein), in der Hauptsache $\left[\text{SiO}_4 \cdot \text{SiO}_2 \right]_2 \text{Ca} \cdot \text{Al}_2 \cdot 5 \text{H}_2\text{O}.$

Es schwanken

	$\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3$	$\text{Al}_2\text{O}_3 : \text{CaO}$	$\text{Al}_2\text{O}_3 : (\text{K}, \text{Na})_2\text{O}$	$\text{Al}_2\text{O}_3 : \text{H}_2\text{O}$
von	4,8 : 1	1 : 0,74	1 : 0,21	1 : 5,6
bis	3,0 : 1	1 : 0,22	1 : 0,77	1 : 3,8.

Etwas Fe_2O_3 kann Al_2O_3 ersetzen. Statt Ca treten etwa Ba und Mg auf.

Wellsit ist ein vielleicht selbständiges Mittelglied, jedoch relativ kieselsäure- und wasserarm.

Physikalisch-chemische Eigenschaften: Die Mineralien der Desmin-Phillipsitgruppe sind typische Zeolithe mit den bereits in der „Allgemeinen Mineralogie“ (Seite 612 ff.) skizzierten besonderen Eigenschaften. Der Wassergehalt ist vom Dampfdrucke des H_2O der Umgebung abhängig, und es läßt sich H_2O zum Teil durch andere Stoffe ersetzen.

Beim Erhitzen ändern sich infolge gleichzeitiger Wasserabgabe die optischen Verhältnisse stark. Monoklin pseudorhombisch verzwillingter Desmin wird beispielsweise beim Erhitzen in optischer Beziehung nahezu rhombisch, die Zwillingstruktur scheint zu verschwinden. Bei Harmotom und Phillipsit bleibt beim Erwärmen bis zum Trübwerden die monokline Symmetrie erhalten, z. T. aber ändert sich die Lage der Achsenenebene. Die oben angegebenen Daten für den Wassergehalt und die weiterhin zu erwähnenden optischen Konstanten beziehen sich auf die Mineralien bei gewöhnlicher Temperatur und in Sättigung mit den atmosphärischen Verhältnissen.

Desmin ist auch ein ausgezeichnetes Beispiel für den sogenannten Basenaustausch.

Bemerkenswert sind insbesondere Versuche mit NH_4Cl -Lösungen. Ca wird durch $(\text{NH}_4)_2$ ersetzt. Bei gleicher Versuchstemperatur ist der Grad des Austausches von den Konzentrationsverhältnissen abhängig, doch vermag eine nahezu gesättigte Lösung nicht alle Kationen zu ersetzen. Temperaturerhöhung fördert den Umsatz. Innerhalb eines gewissen Konzentrationsbereiches läßt sich der Vorgang als Kationenabsorption unter Äquivalentverdrängung beschreiben. Auch Ag_2 kann an Stelle von Ca eingefügt werden (Silbernitratlösung). Wird Cu substituiert, so resultiert Grünfärbung. Harmotom tauscht nur mäßig die Kationen um.

Die optischen Konstanten, bezogen auf die später zu erwähnende monokline Aufstellung, lauten für Na-Licht:

	n_α	n_β	n_γ	2 V	Opt. Charakter	Achsen- ebene	
Desmin	1,494	1,498	1,500	ca. 33°	—	(010)	n_α/a = 5° (0—10°)
Harmotom	1,503	1,505	1,508	ca. 43°	+	\perp (010)	mit $n_\gamma = b$, $n_\alpha/c = 60^\circ$
Phillipsit	ca. 1,487	bis um 1,57	ca. 65—82°	+	\perp (010)		$n_\alpha = b$, $n_\gamma/a = 15—20^\circ$

Weitere physikalische Eigenschaften:

	Dichte	Härte	Spaltbarkeit
Desmin	2,0 —2,2	$3\frac{1}{2}$ —4	(010) vollkommen, (001) undeutlich
Harmotom	2,45—2,5	$4\frac{1}{2}$	(010) gut, (001) weniger gut
Phillipsit	2,2	$4—4\frac{1}{2}$	(010), (001) gut bis deutlich

Allgemeine Morphologie: Die Mineralien werden gewöhnlich auf folgende Achsenverhältnisse bezogen:

Desmin	$a : b : c = 0,7623 : 1 : 1,1940$	$\beta = 129^\circ 10'$ (<i>v. Lasaulx</i>)
Harmotom	$a : b : c = 0,70315 : 1 : 1,2310$	$\beta = 124^\circ 50'$ (<i>Descloizeaux</i>)
Phillipsit	$a : b : c = 0,7095 : 1 : 1,2563$	$\beta = 124^\circ 23'$ (<i>Streng</i>).

Einige der wichtigsten Winkel lauten dann:

	(110)/($\bar{1}\bar{1}0$)	(110)/(001)	(011)/(001)	($\bar{1}01$)/(001)	(101)/(001)
Desmin	61° 10'	57° $3\frac{1}{2}'$	42° 47'	89° 30'	31° 24'
Harmotom	59° 59'	60° 21'	45° 18'	90° 0'	35° 42'
Phillipsit	60° 42'	60° 50'	46° 2'	90° 0'	36° 9'.

Aus dem Auftreten von Winkeln, die 45°, 60° und 90° nahestehen, kann man bereits schließen, daß die Mineralien pseudokubisch sind. Diese Vermutung wird bestätigt durch die stets vorhandene Zwillingbildung, die bei voller Auswirkung zu mimetisch kubischen Sammelindividuen führt. Der Desmin weicht von pseudokubischen Verhältnissen am meisten ab, er zeigt normalerweise einfache Durchdringungszwillinge nach 001,* die als Ergänzungszwillinge rhombischen Charakter haben. Harmotom und besonders Phillipsit lassen noch zwei weitere Zwillingsgesetze erkennen, indem die pseudorhombischen Ergänzungszwillinge nach <011> zu Vierlingsstöcken und diese nach <110> zu Zwölflingen zusammentreten (siehe Fig. 270).

Der durch diese Zwillingbildung zum Ausdruck kommende pseudokubische Charakter wird deutlich, wenn folgende Transformationen ausgeführt werden ($hkl = \text{alte}$, $h^*k^*l^* = \text{neue Indizes}$):

$$h^* = 2h; \quad k^* = h + k + l; \quad l^* = h - k + l.$$

Es werden also die Richtungen [200], [111] und [$\bar{1}\bar{1}\bar{1}$] zu neuen Koordinatenachsen. Die alten Koordinatenachsen hingegen erhalten die neuen, pseudokubischen Symbole [100], [011] und [$\bar{1}\bar{1}\bar{1}$]. Die pseudokubischen, neuen Achsenverhältnisse und Achsenwinkel lauten nun:

Desmin	$a:b:c = 1,1187:1:1$	$\alpha = 94^\circ 25'$	$\beta = 89^\circ 39'$	$\gamma = 89^\circ 39'$
Harmotom	$a:b:c = 0,9892:1:1$	$\alpha = 89^\circ 24'$	$\beta = 90^\circ$	$\gamma = 90^\circ$
Phillipsit	$a:b:c = 0,9851:1:1$	$\alpha = 87^\circ 56'$	$\beta = 90^\circ$	$\gamma = 90^\circ$

Alte und neue (= pseudokubische) Indizes der wichtigsten Flächen lauten:

Alte, übliche Indizes		Neue, pseudo- kubische Indizes	
(hkl)		(h*k*1*)	
Weit aus wichtigste Wachstums- flächen	(001)	(011)	Spaltfläche, Zwillingsfläche
	(010)	(01 $\bar{1}$)	Spaltfläche
	(110)	(110)	Zwillingsfläche
	(1 $\bar{1}$ 0)	(101)	Zwillingsfläche
	(011)	(010)	Zwillingsfläche
	(100)	(211)	
	($\bar{1}$ 01)	($\bar{1}$ 00)	
	(101)	(111)	
	(120)	(23 $\bar{1}$)	
	(130)	(12 $\bar{1}$)	

Man erkennt, daß pseudokubisch alle wichtigsten Wachstumsformen dem Rhombendodekaeder angehören und daß die Zwillingsbildung nach dem Pseudorhombendodekaeder und dem Pseudohexaeder erfolgt. Obschon die Flächenfolge keine so vollständige ist wie bei den Feldspäten, bleibt doch kein Zweifel, daß auch diese Zeolithe zum deformierten kubischen Rhombendodekaedertypus gehören. Da die erhalten gebliebene Symmetrieebene, wie bei den Feldspäten, eine Nebensymmetrieebene ist, läßt sich monoklin die Aufstellung nicht gut ändern. Wir behalten daher trotz der erkannten Beziehungen im folgenden die übliche, monokline Symbolisierung bei.

Desmin (Garbenzeolith, Strahlzeolith, Bündelzeolith, Stilbit z. T.)

Monoklin holoeidrisch

Spezielle Kennzeichen: Die durch Ergänzungszwillingsbildung rhombisch erscheinenden Kristalle sind sehr gerne strahlig, büschelig oder garbenförmig aggregiert (Fig. 270, M). Auch kugelige und lamellar säulige Aggregate, sowie stalaktitische Ausbildungen werden beobachtet. Sie sind durchsichtig bis durchscheinend, farblos, weiß, gelblich, grau, honigbraun, selten rot. Die spröden Mineralien sind nach $\langle 010 \rangle$ vollkommen spaltbar. Auf der Spaltfläche herrscht starker, indessen nicht selten etwas fettartiger Perlmutterglanz. Im übrigen ist bei Glasglanz der Bruch uneben. Härte $3\frac{1}{2}$ —4. Dichte 2,0—2,2. Spezifische Wärme = 0,26 zwischen 10° und 100° .

Spezielle Morphologie: Die Daten nach *v. Lasaulx* sind bereits Seite 569 mitgeteilt worden. Monokline Einzelindividuen sind noch nie beobachtet worden. Die Einzelkristalle sind stets pseudorhombische

Durchdringungszwillinge nach $\langle 001 \rangle$, wobei $\langle 001 \rangle$ und $\langle 010 \rangle$ als „Prismenflächen“, $\langle 110 \rangle$ als „Bipyramidenflächen“ erscheinen (vergl. Fig. 270, F). Alle übrigen Formen wurden nur gelegentlich konstatiert. Die Einzelindividuen der farbenartigen Aggregate sind dünn tafelig nach $\langle 010 \rangle$ und hypoparallel miteinander verwachsen.

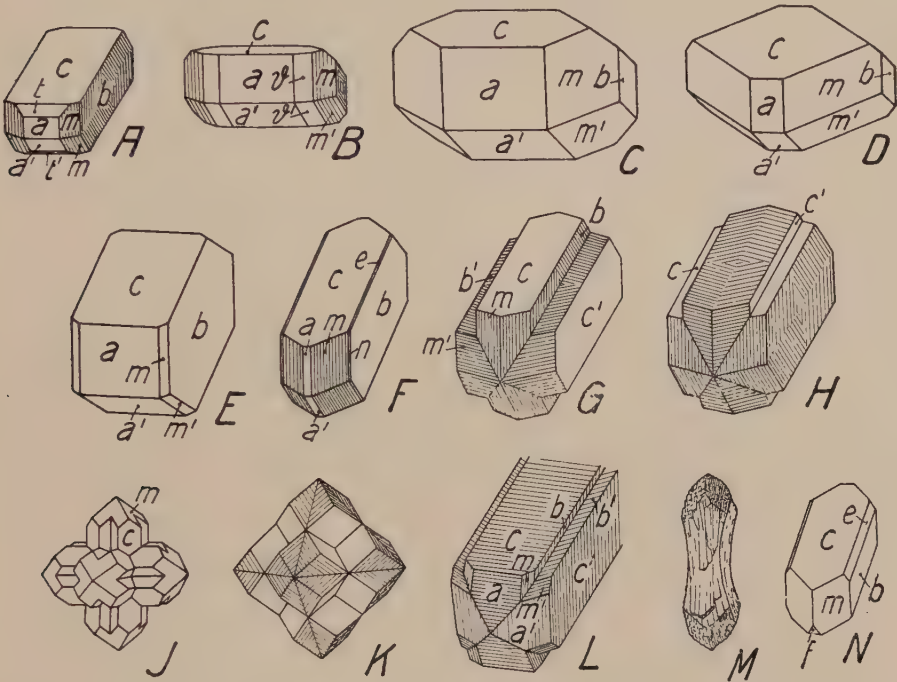


Fig. 270. Harmotom (A—D), Phillipsit (E—L), Desmin (M, N). $a \langle 100 \rangle$, $\bar{s} \langle 410 \rangle$, $m \langle 110 \rangle$, $n \langle 120 \rangle$, $b \langle 010 \rangle$, $e \langle 011 \rangle$, $c \langle 001 \rangle$, $t \langle 101 \rangle$, $f \langle 10\bar{1} \rangle$. Andreasberg (C, D, J), Faröer (F, L), Hareö (E), Limburg (H), Nidda, Victoria (G), Oberstein (B), Salesel (K), Strontian (A, B). A—F sind Durchwachsungszwillinge nach $\langle 001 \rangle$ (Streifung auf b) mit z. T. stark wechselndem Habitus. Zwei derartige Zwillinge sind in G, H und L nach e weiter verzwillingt, scheinbar tetragonale Prismen bildend, wobei bald c (glatt, evtl. nach $[010]$ gestreift: G, L), bald b (parallel $[001]$ gestreift, H) das Pseudoprisma bildet. Indem drei solcher Vierlinge nach $\langle 110 \rangle$ zusammentreten, entstehen Zwölflinge wie J und K. Die „trigyrischen“ Vertiefungen sind bei J von c , bei K von b -Flächen gebildet (Streifung auf m beachten!). M zeigt die gewöhnliche Ausbildung, N das Idealbild von Desmin (unverzwillingt).

Vorkommen: Desmin ist wie alle Zeolithe ein typisch hydrothermal gebildetes Mineral. Es findet sich sowohl in Mandeln und Drusen von Ergußgesteinen (bes. Basalten), als auch in Drusen der Tiefengesteine und in Zerrklüften der Alpen. Auch auf Erzgängen ist das Mineral heimisch, ebenso wurde es als Neubildung von Thermen beobachtet.

Phillipsit und Harmotom (Kreuzsteine). Monoklin holoeidrisch

Spezielle Kennzeichen: Die Mineralien lassen sich meist nur chemisch mit Sicherheit voneinander unterscheiden. Sie treten vorzugsweise in kleinen, mimetisch verzwillingten, weißen oder leichtgefärbten, durchsichtigen oder undurchsichtigen, getrübten Kristallen auf. Rechtwinklig sich durchkreuzende (Kreuzstein!) Zwillinge sind oft charakteristisch. Als Spaltformen treten $\langle 001 \rangle$ und $\langle 010 \rangle$ auf, doch ist nur Glasglanz wahrnehmbar. Im übrigen ist der Bruch der spröden Mineralien uneben. Härte um 4. Spezifisches Gewicht 2,2—2,5.

Spezielle Morphologie: Die kristallographischen Konstanten sind bereits Seite 569 mitgeteilt worden. Die einfachsten Kristalle sind Durchdringungszwillinge nach $\langle 001 \rangle$ wie beim Desmin. Es ist nun auf $\langle 010 \rangle$ jedoch öfters der Aufbau aus zwei Einzelindividuen an einer fiederförmigen Streifung nach $[001]$ (Fig. 270, A) erkennbar. Auch $\langle 110 \rangle$ kann fein vertikal gestreift sein (Fig. 270, F—H). $\langle 001 \rangle$ ist meistens glatt. Den Namen Kreuzstein haben diese Zeolithe erhalten, weil sehr häufig zwei solche Sammelindividuen sich, wie Fig. 270, G, H, L zeigen, rechtwinklig durchkreuzen, wobei Flächen $\langle 011 \rangle$ als Zwillingsebenen fungieren. Nach außen gekehrt sind dann die Flächen $\langle 001 \rangle$ (glatt, Fig. 270, G) oder häufiger $\langle 010 \rangle$ (gestreift, Fig. 270, H). Der pseudokubische Charakter kommt besonders schön zum Ausdruck, wenn sich drei solcher Durchkreuzungsvierlinge nach $\langle 110 \rangle$ zu Zwölfergruppen vereinigen (Fig. 270, J, K). Fehlen die einspringenden Winkel, so resultiert nahezu ein allerdings fiederförmig gestreiftes Rhombendodekaeder.

Vorkommen: Phillipsit ist besonders in Hohlräumen von Basalten zu finden. Harmotom, das Ba-Mineral, tritt reichlicher auf Erzgängen auf.

Heulanditgruppe. In der Hauptsache $[\text{SiO}_4 \cdot \text{SiO}_2 \cdot \text{SiO}_2]_{\text{R}^{\text{II}}}^{\text{Al}_2} \cdot n \text{H}_2\text{O}$

Monoklin pseudorhombisch

Hierher gehören:

Heulandit (Blätterzeolith, Stilbit z. T.), im wesentlichen $[\text{SiO}_4 \cdot \text{SiO}_2 \cdot \text{SiO}_2]_{\text{Ca}}^{\text{Al}_2} \cdot 5\frac{1}{2} \text{H}_2\text{O}$.

Es schwanken die molekularen Verhältnisse wie folgt:

	$\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3$	$\text{Al}_2\text{O}_3 : \text{CaO}$	$\text{Al}_2\text{O}_3 : \text{Na}_2\text{O}$	$\text{Al}_2\text{O}_3 : \text{H}_2\text{O}$
von	6,75 : 1	1 : 0,98	1 : 0,0	1 : 5,98
bis	5,28 : 1	1 : 0,64	1 : 0,35	1 : 4,69.

Öfters ist etwas Fe_2O_3 vorhanden, das ursprünglich Al_2O_3 isomorph ersetzt hat, aber in Form von Hämatitblättchen (Rotfärbung des Minerals) entmischt wurde.

Mordenit, im wesentlichen ein Doppelsalz $\left[\text{SiO}_4 \cdot 4 \text{SiO}_2 \right] \frac{\text{Al}_2}{2} \text{Ca} \cdot 7 \text{H}_2\text{O}$
 mit $\left[\text{SiO}_4 \cdot 4 \text{SiO}_2 \right] \frac{\text{Al}_2}{2} \text{Na}_2 \cdot 7 \text{H}_2\text{O}$.

Brewsterit, im wesentlichen $\left[\text{SiO}_4 \cdot \text{SiO}_2 \cdot \text{SiO}_2 \right] \frac{\text{Al}_2}{2} \text{Sr} \cdot 5 \text{H}_2\text{O}$.

Von größerer Bedeutung ist nur der Heulandit, dessen näherer Beschreibung wir uns zuwenden wollen.

Heulandit (Blätterzeolith, Stilbit z. T.)

Monoklin holodrisch, pseudorhombisch

Spezielle Kennzeichen: Die nach der Symmetrieebene mehr oder weniger tafeligen Kristalle bilden gerne blätterige Aggregate. Kugelige und körnige Ausbildungsweisen sind seltener. Bei weißem Strich ist das Mineral farblos durchsichtig oder ziegelrot, fleischrot, gelb, braun, grau gefärbt und dann oft durchscheinend bis undurchsichtig. Eine sehr vollkommene Spaltbarkeit geht der Symmetrieebene parallel. Darauf ist Perlmutterglanz vorhanden. Im übrigen herrschen Glasglanz und unebener Bruch. Das spröde Mineral hat die Härte 3—4 und das spezifische Gewicht 2,18—2,22.

Physikalische Eigenschaften: Das Mineral ist optisch positiv. Die optische Achsenebene liegt bei gewöhnlicher Temperatur senkrecht zur Symmetrieebene; $n_\gamma \parallel b$.

Gut wahrnehmbar ist auf (010) die gekreuzte Dispersion. $\rho < 0$, wenn in der pseudorhombischen Aufstellung die Achsenebene nahezu parallel (001) verläuft, $\rho > 0$, wenn sie nahezu senkrecht zu (001) liegt.

n_α	n_β	n_γ	$2V$	n_g/c
1,498	1,499	1,505	34°	6°

Im übrigen sind die optischen Verhältnisse sehr variabel, da Heulandit leicht entwässert und wieder gewässert werden kann. Sie ändern sich auch außerordentlich stark beim Erhitzen in Verbindung mit der H_2O -Abgabe.

Auf (010) stellt sich, wenn der Wassergehalt auf ungefähr 3 Moleküle reduziert ist, eine nahezu pseudorhombische Orientierung ein, ohne daß die Doppelbrechung verschwindet. Die Auslöschungsrichtungen gehen dann (bezogen auf die pseudorhombische Aufstellung) fast parallel mit den Kanten [100] und [001], die ihrerseits fast senkrecht aufeinanderstehen. Die optische Achsenebene ändert ihre Lage. Bei noch stärkerem Erhitzen tritt Trübung ein. Man kann auch Heulandit als typischen Zeolith bis auf das Kieselsäureskelett abbauen, ohne daß äußerlich die Kristallform zerstört wird. Dementsprechend findet man Opal und Quarz pseudomorph nach Heulandit. Die veränderten Heulandite wurden Metaheulandite genannt.

Die spezifische Wärme von Heulandit liegt bei gewöhnlicher Temperatur um 0,27.

Spezielle Morphologie: Sehr verschiedene Aufstellungen sind im Gebrauch, und es ist auch schon vermutet worden, daß Heulandit in Wirklichkeit triklin sei und nur durch Ergänzungszwillingsbildung monoklin erscheine (Fig. 271, L). Die gewöhnlichste Aufstellung ist die folgende (pseudorhombische)

$$a:b:c = 0,40347:1:0,42929, \beta = 91^\circ 25\frac{1}{2}' \text{ (Descloizeaux).}$$

Daraus resultieren folgende Winkelwerte:

$$\begin{array}{cccccc} (110)/(1\bar{1}0) & (110)/(001) & (021)/(010) & (\bar{2}01)/(001) & (201)/(001) & (\bar{1}\bar{1}1)/(001) \\ 43^\circ 56' & 88^\circ 41' & 49^\circ 21\frac{1}{2}' & 66^\circ 0' & 63^\circ 40' & 49^\circ 40' \end{array}$$

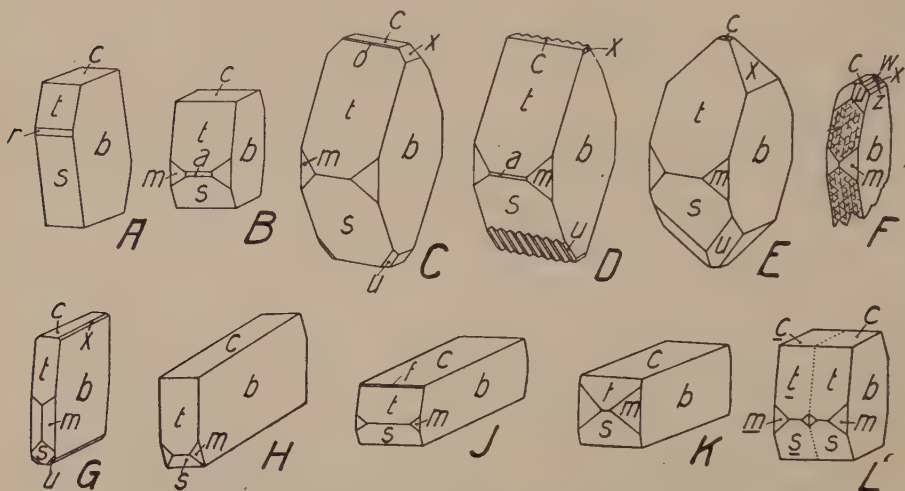


Fig. 271. Heulandit. $a \langle 100 \rangle$, $m \langle 110 \rangle$, $b \langle 010 \rangle$, $z \langle 052 \rangle$, $x \langle 021 \rangle$, $w \langle 032 \rangle$, $c \langle 001 \rangle$, $o \langle 101 \rangle$, $t \langle 201 \rangle$, $r \langle 501 \rangle$, $s \langle 201 \rangle$, $u \langle \bar{1}01 \rangle$. Faröer (B, F, J, L), Grönland (A, K), Hebriden (C, E), Schottland (F, Aufstellung abweichend von den anderen Figuren), Stirlingshire (H). Durch Vorherrschen von 010 sind die Kristalle meist tafelig und dann von $[102]$, $[10\bar{2}]$ und $[100]$ 4- und 6-seitig begrenzt. Interessant sind die nach $[100]$ gestreckten Typen H—K. L zeigt die auf den $\langle h0l \rangle$ -Flächen oft wahrnehmbare Knickung, entsprechend einer Verzwillingung zweier trikliner Kristalle nach $\langle 010 \rangle$.

Die häufigsten Formen sind: $\langle 010 \rangle$, $\langle 201 \rangle$, $\langle 201 \rangle$, $\langle 001 \rangle$. Dazu gesellt sich besonders gerne $\langle 110 \rangle$. Seltener sind $\langle 100 \rangle$, $\langle \bar{1}\bar{1}1 \rangle$, $\langle \bar{2}21 \rangle$, $\langle 021 \rangle$ und $\langle 0 \cdot 18 \cdot 7 \rangle$. Zwillingsbildungen sind nach $\langle 001 \rangle$ bekannt.

Manche Kombinationen erinnern sehr an Feldspatkristalle. In der Tat ergibt eine andere Aufstellung mit

$$a:b:c = 0,4788:1:0,4035, \beta = 116^\circ 20' \text{ (Binne)}$$

enge Analogien. $a:c$ verhalten sich fast gleich wie bei den Feldspäten, die b -Achse ist indessen um $\frac{1}{3}$ länger. Nach dieser Aufstellung erhalten die wichtigsten Formen folgende Symbole:

<i>Descloizeaux</i> (hkl)	<i>Rinne</i> ($h^*k^*l^*$)
$\langle 010 \rangle$	$\langle 010 \rangle$
$\langle 201 \rangle$	$\langle 001 \rangle$
$\langle \bar{2}01 \rangle$	$\langle 10\bar{1} \rangle$
$\langle 001 \rangle$	$\langle 100 \rangle$
$\langle 110 \rangle$	$\langle \bar{1}2\bar{2} \rangle$

oder allgemein: $h^* = -h + 2l$, $k^* = -2k$, $l^* = 2h$, bzw. $h = 2l^*$, $k = -2k^*$, $l = 2h^* + l^*$.

Naumann benutzte zur Charakterisierung eine ähnliche Aufstellung mit Vertauschung der a- und c-Achse.

Da sich außerdem leicht Analogien zur Desmingruppe aufstellen lassen, und da auch die Winkelverhältnisse pseudohexagonalen und pseudotetragonalen Charakter erkennen lassen, darf man Heulandit noch im weiteren Sinne als hypokubisch bezeichnen. Die ausgesprochen einfach pinakoidale Spaltbarkeit, sowie die relativ bedeutende Deformation gegenüber kubischen Verhältnissen rechtfertigen es, das Mineral in diese vierte morphologische Gruppe zu stellen. Der Zuordnung zu einem blätterigen Typus würde nichts im Wege stehen, die Analogien zu Desmin und Feldspat haben es jedoch wünschenswert gemacht, Heulandit hier anhangsweise zu besprechen.

Vorkommen: Dieser typische Zeolith tritt als hydrothermal gebildetes Mineral in Mandelhohlräumen, Drusen und Zerrklüften auf und findet sich auch in Erzgängen. Begleitminerale sind andere Zeolithe, Karbonate, Chlorit usw.

Analogien in den Winkelwerten besitzen die Mineralien Axinit, Datolith und Hemimorphit. Mit Datolith ist fernerhin dem Habitus nach Azurit einigermaßen verwandt.

Axinit, ungefähr $\left[\text{SiO}_4 \right]_{4H}^{\text{Al}_2\text{B}}$ $\text{Ca}_2(\text{Fe}, \text{Mn}, \text{Mg})$. Triklin holoeidisch

Spezielle Kennzeichen: Die tafeligen und scharfkantigen Kristalle sind bei lebhaftem Glasglanz durchsichtig bis durchscheinend und nelkenbraun, haarbraun, bräunlichviolett, perlgrau, rauchgrau, pflaumenblau, pfirsichblütenrot, honiggelb oder grünlich gefärbt. Mit Chlorit überzogen erscheinen sie mattgrün. Der Strich ist farblos. Schalig blätterige bis breitstengelige oder massige Aggregate treten auf. Der Bruch des spröden Minerals ist uneben.

An Spaltbarkeiten werden angegeben:

Aufstellung *Miller* $\langle 100 \rangle$ deutlich; $\langle 001 \rangle$, $\langle 110 \rangle$; nur undeutlich nach $\langle 0\bar{1}1 \rangle$, $\langle 010 \rangle$, $\langle 101 \rangle$

Aufstellung *Dana* $\langle 010 \rangle$ deutlich; $\langle 001 \rangle$, $\langle 1\bar{3}0 \rangle$; nur undeutlich nach $\langle 1\bar{1}1 \rangle$, $\langle 1\bar{1}0 \rangle$, $\langle 021 \rangle$.

Die Härte ist $6\frac{1}{2}$ —7. Das spezifische Gewicht ist 3,25—3,296.

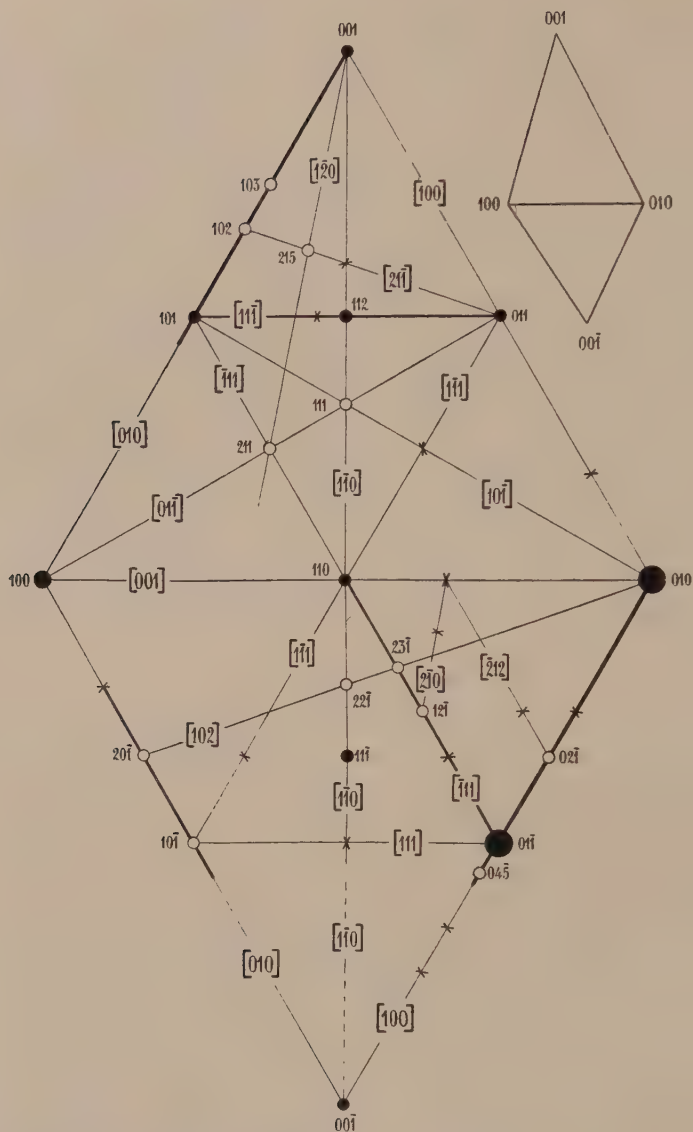


Fig. 272. Schematische Dreiecksprojektion der sicheren Flächen und wichtigsten Zonen von Axinit in *Millerscher* Aufstellung. Weil das Mineral triklin ist, sind vier Dreiecke erforderlich. Fig. 272 gibt die Dreiecke 100, 010, 001 und 100, 010, 001 in der üblichen gegenseitigen Anordnung. In der nebenstehenden Figur 273 sind die Dreiecke 100, 010, 001 und 100, 010, 001 zur Darstellung gebracht. Das Naturgemäße der *Millerschen* Achsenwahl ergibt sich aus dem Umstand, daß die herrschenden Zonen einfachste Indizes bekommen, entsprechend Kanten von Pseudowürfel, Pseudooktaeder und Pseudorhombendodekaeder.

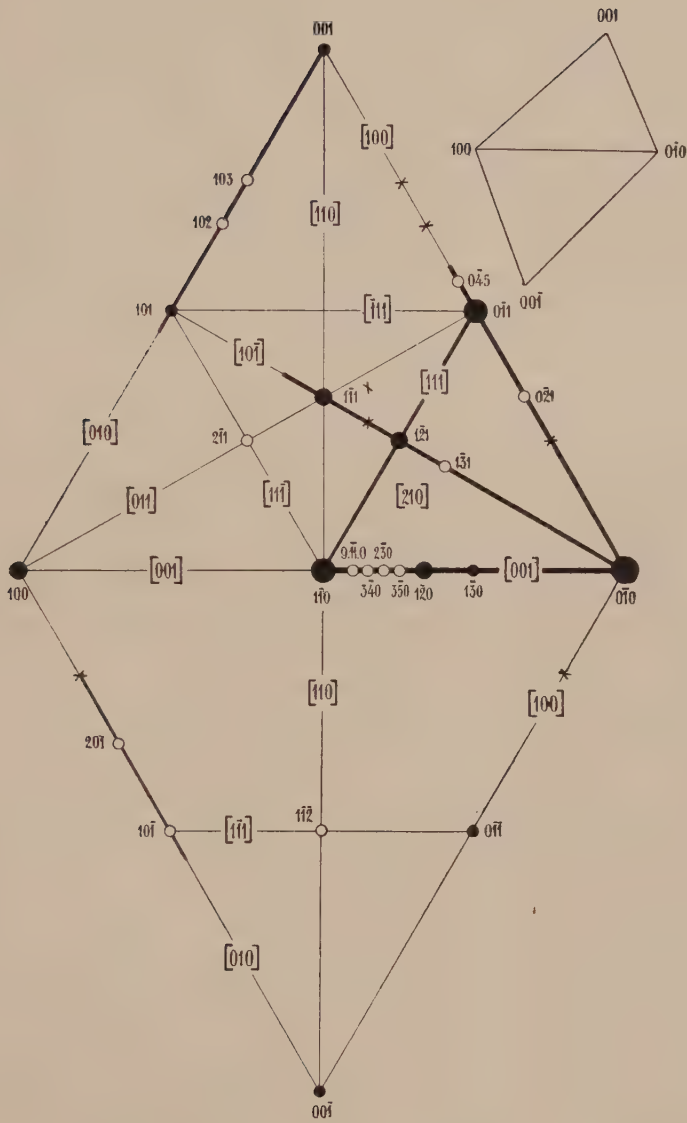


Fig. 273. Axinit in *Millerscher* Aufstellung. Schematische Dreiecksprojektion der sicheren Flächen ($h\bar{k}l$) und ($h\bar{k}l$). Für das weitere vergl. Fig. 272. — Die Anordnung der Projektionsdreiecke entspricht der Betrachtung des Kristalls von innen, nicht mehr von außen wie bisher. Die Kante $100 \rightarrow 001$, bzw. $100 \rightarrow 00\bar{1}$ hat in je zwei der vier gnomonisch richtigen Dreiecke gleiche Länge. Dies wurde in den beiden Hilfsfiguren zum Ausdruck gebracht und demgemäß $100 \rightarrow 010$, bzw. $100 \rightarrow 0\bar{1}0$ nicht mehr konstant gehalten.

Physikalische Eigenschaften: Das optisch negative Mineral ist ausgezeichnet pleochroitisch. Folgende Farben können z. B. wahrgenommen werden:

	<i>Miller</i>	<i>Dana</i>	<i>Miller</i>	<i>Dana</i>	<i>Miller</i>	<i>Dana</i>
Durchblick in Richtung:	[100]	[110]	$\perp (0\bar{1}1)$	$(1\bar{1}1)$	$\perp [100]$	[110]
Flächenfarbe:		perlgrau		blaßolivgrün		zimmtbraun
Pleochroismus:		zimmtbraun-olivgrün		olivgrün-violett		zimmtbraun-violett
Pleochroismus also in der Hauptsache:		olivgrün-braun-violett				

n_α und die Ebene der optischen Achsen liegen ungefähr senkrecht zu $\langle 111 \rangle$ *Miller*, bzw. $\langle 111 \rangle$ *Dana*. Der Achsenwinkel ist variabel, die Bisektriciendispersion ist deutlich, die Dispersion der optischen Achsen schwach $\rho > 0$.

n_β schwankt von 1,672 bis 1,693. An einem Kristall wurden bestimmt:

Rotes Licht:	$n_\alpha = 1,6720$	$n_\beta = 1,6779$	$n_\gamma = 1,6810$	$2V = 71^\circ 38'$
Blaues Licht:	$n_\alpha = 1,6850$	$n_\beta = 1,6918$	$n_\gamma = 1,6954$	$2V = 71^\circ 49'$

Doppelbrechung um 0,008 bis 0,010.

Pyroelektrische Erscheinungen nach einer Erwärmung auf 120° bis 130° sind deutlich, trotz der triklin holodrischen äußeren Symmetrie. Auch durch Reibung wird Axinit elektrisch.

Spezielle Morphologie: Die Kristalle mit oft messerscharfen Kanten infolge Vorherrschen spitzer Flächenwinkel sind auf die verschiedenste Art aufgestellt worden. Hier seien nur zwei Aufstellungen erwähnt, diejenige von *Dana*, die auch in der „Allg. Mineralogie“, Seite 194, Fig. 210/11 zur Anwendung kam, und die an sich bessere, hypokubische Aufstellung von *Miller*. Es lauten die Elemente:

Dana

$$a : b : c = 0,4921 : 1 : 0,4797; \alpha = 82^\circ 54' \quad \beta = 91^\circ 52' \quad \gamma = 131^\circ 32'$$

Miller (Goldschmidt)

$$a : b : c = 0,7812 : 1 : 0,9771; \alpha = 88^\circ 11' \quad \beta = 82^\circ 01' \quad \gamma = 102^\circ 38'$$

Werden mit $\langle hkl \rangle$ die Symbole *Danas*, mit $\langle pqr \rangle$ diejenigen *Millers* bezeichnet, so ist $p = \frac{h+k}{2}$, $q = -h$, $r = l$, bzw. $h = -q$, $k = 2p + q$, $l = r$.

Die wichtigsten Formen lauten in den beiden Aufstellungen wie folgt:

	<i>Dana</i>	<i>Miller</i>		<i>Dana</i>	<i>Miller</i>
meist	$\langle 1\bar{1}0 \rangle$	$\langle 010 \rangle$	noch	$\langle 312 \rangle$	$\langle 2\bar{3}2 \rangle$
vorherrschend	$\langle 110 \rangle$	$\langle 1\bar{1}0 \rangle$	relativ	$\langle 2\bar{2}1 \rangle$	$\langle 021 \rangle$
	$\langle 1\bar{1}1 \rangle$	$\langle 011 \rangle$	häufig	$\langle 0\bar{2}1 \rangle$	$\langle 101 \rangle$
im	$\langle 111 \rangle$	$\langle 1\bar{1}1 \rangle$		$\langle 1\bar{3}1 \rangle$	$\langle 111 \rangle$
allgemeinen	$\langle 201 \rangle$	$\langle 121 \rangle$		$\langle 041 \rangle$	$\langle 201 \rangle$
sehr häufige	$\langle 100 \rangle$	$\langle 120 \rangle$		$\langle 131 \rangle$	$\langle 211 \rangle$
Formen	$\langle 010 \rangle$	$\langle 100 \rangle$		$\langle 311 \rangle$	$\langle 131 \rangle$
	$\langle 1\bar{3}0 \rangle$	$\langle 110 \rangle$		$\langle 310 \rangle$	$\langle 130 \rangle$
	$\langle 111 \rangle$	$\langle 011 \rangle$	öfters	$\langle 210 \rangle$	$\langle 340 \rangle$
noch relativ	$\langle 021 \rangle$	$\langle 101 \rangle$	auf tretend	$\langle 510 \rangle$	$\langle 350 \rangle$
häufig	$\langle 132 \rangle$	$\langle 112 \rangle$		$\langle 011 \rangle$	$\langle 102 \rangle$
	$\langle 001 \rangle$	$\langle 001 \rangle$		$\langle 023 \rangle$	$\langle 103 \rangle$
	$\langle 1\bar{3}1 \rangle$	$\langle 1\bar{1}1 \rangle$		$\langle 151 \rangle$	$\langle 211 \rangle$ usw.

Die Projektionsfiguren 272/273 zeigen, daß die *Millersche* Aufstellung Axinit als hypokubische, allerdings stark deformierte Substanz erkennen läßt. Die Hexaeder-, Oktaeder- und Rhombendodekaeder-normalen der Pseudosymmetrie sind Hauptzonen. Über die Winkelverhältnisse orientiert folgende Zusammenstellung:

<i>Miller</i>	<i>Dana</i>
χ	χ
$(1\bar{2}0)/(1\bar{1}0) = (100)/(110) = 15^\circ 34'$	statt kubisch $18^\circ 26'$
$(1\bar{2}0)/(0\bar{1}0) = (100)/(1\bar{1}0) = 28^\circ 55'$	" " $26^\circ 34'$
$(120)/(1\bar{2}1) = (100)/(201) = 21^\circ 37'$	" " $24^\circ 5\frac{1}{2}'$
$(0\bar{1}0)/(0\bar{1}1) = (1\bar{1}0)/(111) = 45^\circ 15'$	" " 45°
$(1\bar{1}0)/(0\bar{1}1) = (110)/(1\bar{1}1) = 64^\circ 22'$	" " 60°
$(1\bar{1}0)/(121) = (110)/(201) = 27^\circ 57'$	" " 30°
$(1\bar{1}0)/(101) = (110)/(021) = 49^\circ 40'$	" " 60°
$(1\bar{1}0)/(0\bar{1}0) = (110)/(1\bar{1}0) = 44^\circ 29'$	" " 45°
$(1\bar{1}0)/(001) = (110)/(001) = 95^\circ 34'$	" " 90°
$(110)/(101) = (1\bar{3}0)/(021) = 56^\circ 58'$	" " 60°
$(110)/(001) = (1\bar{3}0)/(001) = 82^\circ 58'$	" " 90°
$(110)/(101) = (130)/(021) = 60^\circ 29'$	" " 60°

Neben relativ guten Übereinstimmungen sind sehr starke Abweichungen erkennbar, wobei z. B. statt eines Winkels von 60° einer von nahezu 45° auftritt. Das zeigt noch weitere, in dieser Aufstellung nicht zum Ausdruck kommende Pseudosymmetrien an, so daß Axinit zu den komplex deformierten Substanzen gehört.

Der Habitus der Kristalle (Fig. 274) ist variabel. Oft sind sie etwas tafelig nach $\langle 010 \rangle$ *Miller*, bzw. $\langle 1\bar{1}0 \rangle$ *Dana*, oder $\langle 1\bar{1}0 \rangle$ *Miller*, bzw. $\langle 110 \rangle$ *Dana*, oder $\langle 0\bar{1}1 \rangle$ *Miller*, bzw. $\langle 1\bar{1}1 \rangle$ *Dana*. $\langle 0\bar{1}1 \rangle$ *Miller* zeigt fast stets eine Streifung $\parallel [100]$, das heißt parallel mit der Schnittkante $(0\bar{1}1)/(010)$. Außerdem sind $\langle 010 \rangle$ und $\langle 1\bar{1}0 \rangle$ *Miller* parallel der c-Achse gerne gestreift. Neben diesen wichtigen Zonen treten oft auch die Zonen $[10\bar{1}]$, $[111]$, $[21\bar{1}]$ usw. (*Millersche* Symbolisierung) deutlich hervor. Die Kristalle sind nicht selten nach $[101]$ oder nach $[001]$ gestreckt und oft sehr flächenreich. Nur die wichtigsten Flächen und Zonen in *Millerscher* Symbolisierung sind in den Projektionsfiguren angegeben.

Chemische Verhältnisse und Vorkommen: Oft ist Axinit ziemlich manganreich. Für honiggelben Manganaxinit von New Jersey wurde bestimmt:

$$a:b:c = 0,7797:1:0,9764; \alpha = 88^\circ 5' \quad \beta = 81^\circ 51' \quad \gamma = 102^\circ 53'.$$

Axinit tritt besonders schön in alpinen Kluftminerallagerstätten auf, zusammen mit Chlorit, Apatit, Adular, Albit, Quarz, Calcit, Epidot. Aber auch als pneumatolytisches Kontaktmineral in kalkreichen Gesteinen

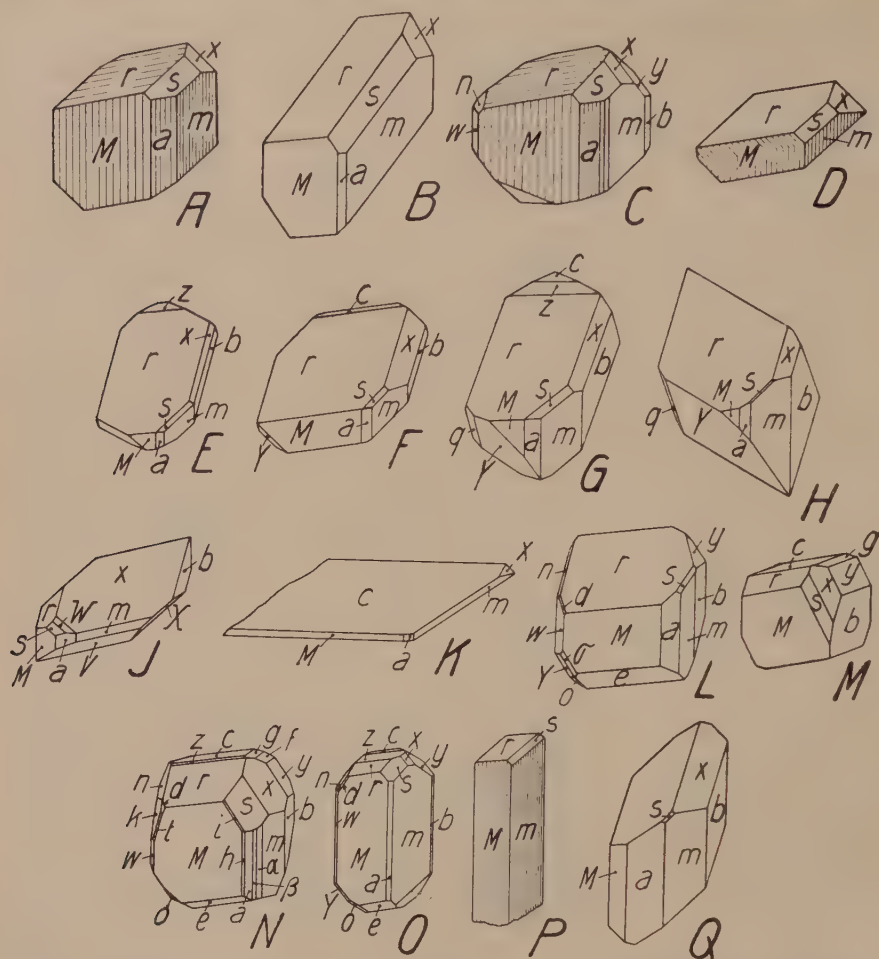


Fig. 274. Axinit. Orientierung der Figuren und Flächenbezeichnung nach Dana. $a \langle 100 \rangle$, $\beta \langle 510 \rangle$, $h \langle 310 \rangle$, $\alpha \langle 210 \rangle$, $m \langle 110 \rangle$, $M \langle 1\bar{1}0 \rangle$, $w \langle 130 \rangle$, $b \langle 010 \rangle$, $y \langle 021 \rangle$, $X \langle 0\bar{2}1 \rangle$, $f \langle 011 \rangle$, $g \langle 023 \rangle$, $c \langle 001 \rangle$, $s \langle 201 \rangle$, $x \langle 111 \rangle$, $r \langle 111 \rangle$, $e \langle 111 \rangle$, $z \langle 1\bar{1}2 \rangle$, $V \langle 112 \rangle$, $Y \langle 131 \rangle$, $n \langle 1\bar{3}1 \rangle$, $i \langle 3\bar{1}1 \rangle$, $o \langle 132 \rangle$, $W \langle 312 \rangle$, $q \langle 151 \rangle$, $\sigma \langle 241 \rangle$, $d \langle 241 \rangle$, $k \langle 261 \rangle$, $t \langle 371 \rangle$. Bethlehem (O), Dauphiné (C, D, N), Franklin, N. J. (J), Guadalcázar, Mex. (E), Japan (B, F, G, H, M, Q), Poloma (L), Pyrenäen (A, K, P). A gibt eine häufige, scharfkantige Kombination wieder, zugleich mit der charakteristischen Streifung auf M , m und r (nicht immer deutlich, vergl. D), deren Beachtung die eindeutige Aufstellung ohne weiteres ermöglicht. Dieselbe Kombination, jedoch mit $[1\bar{1}2]$ als Streckungszone zeigt B. Ähnlich, nur flächenreicher, ist C und ebenso wie A nach M mehr oder weniger tafelig. D—H sind nach r tafelig gebildet. Mit Ausnahme von D (hier verläuft auf M auch eine Streifung parallel $[112]$!) sind sie überdies nach $[101]$ gestreckt. Daneben hat auch $[110]$ Bedeutung (F, G). Tafeliger Charakter nach x ist selten (J). Ganz ungewöhnlich ist der Habitus von K. L—Q sind mehr isometrisch bis stengelig nach $[001]$. Der Flächenreichtum dieser Zone bei N (8 Formen) ist zu beachten. Auch $[112]$ ist z. T. sehr flächenreich: y , x , s , i , M , σ , Y . $[110]$ gehören c , z , r , M , e an. — Die Kombinationen M und N sind morphologisch dadurch interessant, daß an ihnen der stark deformierte Würfel der hypokubischen Aufstellung Millers sichtbar wird, gebildet von den Pinakoiden M , b und c , die zu $\langle 010 \rangle$, $\langle 100 \rangle$ und $\langle 001 \rangle$ werden. m , r , w , e , y , X bilden das Pseudorhombendoeaeder, x , n , Y mit 111 (fehlt) das Pseudooktaeder.

(statt oder neben Turmalin) ist Axinit bekannt. Der Limurit ist ein axinitreiches Gestein mit Augit, Hornblende, Quarz, Titanit und z. T. Epidot. Auf Erzlagerstätten ist Axinit nicht sehr häufig. Umwandlungen in Chlorit wurden beschrieben.

Ein in morphologischer Beziehung sehr interessantes Mineral, das indessen wegen der geringen Verbreitung nur kurz erwähnt werden kann, ist der Datolith.

Datolith, im wesentlichen $\left[\text{SiO}_5 \right]_{\text{Ca}}^{\text{B}}_{\text{H}}$. Monoklin holoeedr., pseudokub.

Spezielle Kennzeichen: Die im Habitus sehr variierenden, durchsichtigen bis durchscheinenden Kristalle sind farblos, weiß, grünlich, gelblich, rötlich oder amethystfarben. Auf den Wachstumsflächen herrscht Glasglanz, der muschelige Bruch ist fettglänzend. Gute Spaltbarkeiten sind nicht vorhanden. Neben isometrischen, säuligen, tafeligen, bipyramidalen Kristallen sind strahlige, säulige, kugelige, körnige bis dichte Aggregate bekannt. Härte $5-5\frac{1}{2}$. Spezifisches Gewicht 2,9—3,0.

Physikalische Eigenschaften: Optisch negativ mit $n_\beta = b$. Für Na-Licht ist $n_\alpha = 1,625$ $n_\beta = 1,653$ $n_\gamma = 1,669$, $2V = 74^\circ$, $\rho > v$. Die erste Bisektrix steht fast senkrecht auf einer Fläche, die von Goldschmidt als (001), von Dana als (100) gewählt wurde.

Morphologische Eigenschaften: Datolith kristallisiert beinahe rhombisch, die Aufstellung ist eine sehr variable. Am üblichsten sind die zwei folgenden:

$$\text{Dana} \quad a:b:c = 0,6345:1:1,2657 \quad \beta = 90^\circ 9'$$

$$\text{Goldschmidt} \quad a:b:c = 0,6329:1:0,6345 \quad \beta = 90^\circ 9'$$

Es ist (hkl) Dana = (1·2k·2h) Goldschmidt. Die wichtigsten Formen lauten folgendermaßen:

Dana	Goldschmidt	Dana	Goldschmidt
$\langle 011 \rangle$	$\langle 120 \rangle$	$\langle 11\bar{3} \rangle$	$\langle 322 \rangle$
$\langle 110 \rangle$	$\langle 011 \rangle$	$\langle 11\bar{4} \rangle$	$\langle 21\bar{1} \rangle$
$\langle 100 \rangle$	$\langle 001 \rangle$	$\langle 121 \rangle$	$\langle 142 \rangle$
$\langle 111 \rangle$	$\langle 122 \rangle$	$\langle 013 \rangle$	$\langle 320 \rangle$
$\langle 012 \rangle$	$\langle 110 \rangle$	$\langle 010 \rangle$	$\langle 010 \rangle$
$\langle 11\bar{2} \rangle$	$\langle 11\bar{1} \rangle$	$\langle 104 \rangle$	$\langle 201 \rangle$
$\langle 001 \rangle$	$\langle 100 \rangle$	$\langle 10\bar{2} \rangle$	$\langle 10\bar{1} \rangle$
$\langle 102 \rangle$	$\langle 101 \rangle$	$\langle 122 \rangle$	$\langle 121 \rangle$
$\langle 120 \rangle$	$\langle 021 \rangle$		

Die Projektionsdreiecke für die Aufstellung von Dana sind in Fig. 275 gezeichnet. Man erkennt daraus die wichtigsten Zonen und den pseudokubischen Charakter. Dieser würde noch deutlicher, wenn als a- und c-Achse die Richtungen [101] und $[10\bar{1}]$ angesehen würden. Jedoch werden die Indizes nach dieser Transformation

komplizierter. Für die häufigsten Formen liefert unbedingt die *Levy-Danasche* Aufstellung die einfachsten Indizes. In den Winkelverhältnissen sind gewisse Analogien mit Axinit erkennbar. Einige der Winkel (Symbolisierung von *Dana*) lauten:

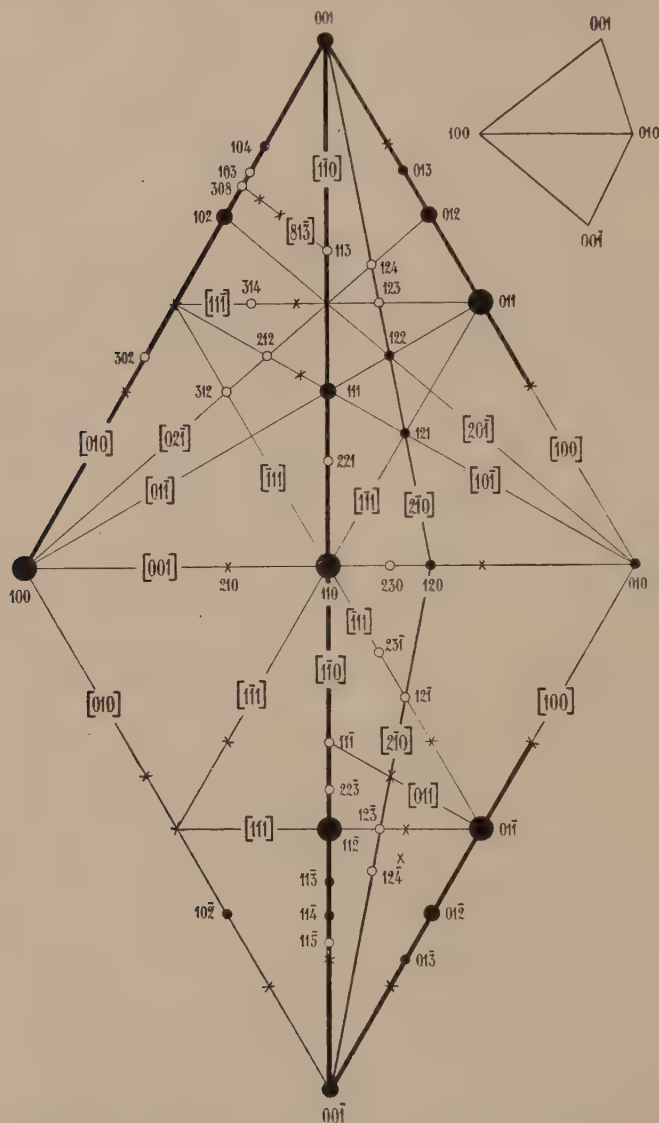


Fig. 275. Schematische Projektionsdreiecke der Flächen und wichtigsten Zonen von Datolith in der Symbolisierung *Danas*. Wegen der geringen Abweichung des Winkels β von 90° sind die beiden gnomonischen Hilfsdreiecke rechts oben praktisch gleich.

$$\angle (110)/(1\bar{1}0) \quad (100)/(001) \quad (100)/(102) \quad (012)/(012) \quad (011)/(0\bar{1}1) \quad (001)/(111) \quad (001)/(110) \\ 64^\circ 47' \quad 89^\circ 51' \quad 45^\circ 0' \quad 64^\circ 39\frac{1}{2}' \quad 103^\circ 23' \quad 66^\circ 57' \quad 89^\circ 53'$$

$$\angle (110)/(010) \quad (011)/(01\bar{1}) \quad (111)/(110) \quad (112)/(110) \quad (114)/(110) \quad (011)/(001) \quad (012)/(001) \\ 57^\circ 36' \quad 76^\circ 37' \quad 22^\circ 56' \quad 40^\circ 4' \quad 59^\circ 17' \quad 51^\circ 41' \quad 32^\circ 20'$$

Der Habitus (Fig. 276) ist bipyramidal durch Vorherrschen von $\langle 102 \rangle$, $\langle 111 \rangle$, $\langle 11\bar{2} \rangle$, $\langle 110 \rangle$, prismatisch bipyramidal mit herrschenden $\langle 011 \rangle$, $\langle 111 \rangle$, $\langle 11\bar{2} \rangle$, dicktafelig nach $\langle 001 \rangle$ mit herrschenden $\langle 112 \rangle$, $\langle 012 \rangle$, $\langle 111 \rangle$ -Flächen, bipyramidal-tafelig nach $\langle 100 \rangle$ oder $\langle 102 \rangle$ mit herrschenden $\langle 102 \rangle$, $\langle 111 \rangle$, $\langle 112 \rangle$, letzteres oft gestreift nach der Zone $[110]$. Prismatische Kristalle sind meist nach der a-Achse säulig, $\langle 011 \rangle$

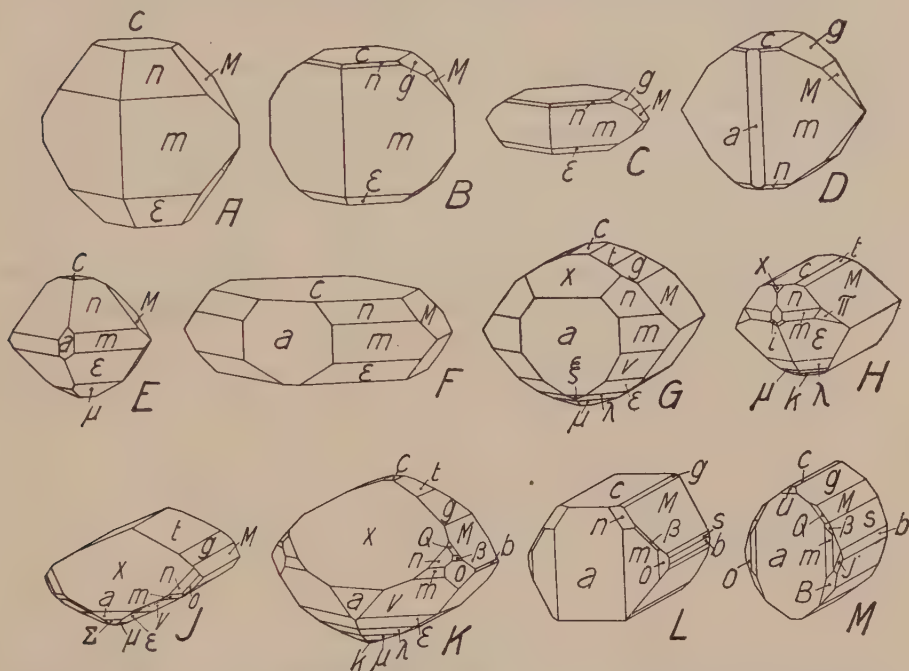


Fig. 276. Datolith. Orientierung nach Dana. a $\langle 100 \rangle$, m $\langle 110 \rangle$, o $\langle 120 \rangle$, b $\langle 010 \rangle$, s $\langle 021 \rangle$, M $\langle 011 \rangle$, g $\langle 012 \rangle$, t $\langle 013 \rangle$, c $\langle 001 \rangle$, u $\langle 104 \rangle$, x $\langle 102 \rangle$, Σ $\langle 302 \rangle$, ξ $\langle 102 \rangle$, n $\langle 111 \rangle$, v $\langle 11\bar{1} \rangle$, λ $\langle 11\bar{2} \rangle$, μ $\langle 114 \rangle$, k $\langle 11\bar{5} \rangle$, Q $\langle 122 \rangle$, β $\langle 121 \rangle$, B $\langle 12\bar{1} \rangle$, i $\langle 212 \rangle$, π $\langle 23\bar{1} \rangle$, J $\langle 26\bar{1} \rangle$. Fundorte: A, F Californien; B, D Cornwall; C Schottland; E Bergenhill; G, K Westfield (Mass.); H Tasmanien; J Guanajuato; L, M Arendal. An den Kombinationen A—D und F wird die monokline Symmetrie nicht direkt ersichtlich. Bei E haben zusammengehörige Flächen z. T. verschiedene Zentraldistanz. $[100]$ und $[110]$ fallen sofort als wichtigste Zonen auf.

und $\langle 012 \rangle$ herrschen vor. Streifung nach dieser Zonenachse ist häufig. Nach vorn bilden in der Mehrzahl der Fälle $\langle 102 \rangle$, $\langle 112 \rangle$ die Endigung. $\langle 102 \rangle$, $\langle 111 \rangle$, $\langle 110 \rangle$, $\langle 100 \rangle$, $\langle 11\bar{2} \rangle$ als Kombination habitusbestimmender Formen erzeugen linsenförmige Gestalten usw. Vizinalflächen treten recht gerne an Stelle einfacherer Flächen, beispielsweise (566) und (588) an Stelle von (344). Botryolith hat man traubige Aggregate von Datolith genannt.

Vorkommen: Datolith tritt zusammen mit Zeolithen auf und ist von hydrothermaler bis pneumatolytischer Entstehung.

Ebenfalls zur Gruppe der isometrischen Kristalle ist der im allgemeinen deutlich hypokubische Azurit zu rechnen.

Azurit (Kupferlasur, Chessylith) $[\text{CO}_3]_2\text{Cu}_2 \cdot \text{Cu}(\text{OH})_2$

Monoklin holoedrisch

Spezielle Kennzeichen: Die lasur- bis smalteblauen Kristalle sind gerne zu Drusen oder kugeligen Gruppen vereinigt. Derbes, dichtes, erdiges Auftreten, strahlige oder nierig-traubige Aggregate finden sich neben eingesprengten Kristallen und Anflügen auf anderen Kupfermineralien. Die mehr oder weniger durchsichtigen, lasurblauen Kristalle sind diamant- bis glasglänzend. Der Strich ist hellblau (smalte-blau). Eine Spaltbarkeit nach $\langle 021 \rangle$ ist ziemlich vollkommen; nach $\langle 100 \rangle$ wird deutliche, nach $\langle 110 \rangle$ unvollkommene Spaltbarkeit angegeben. Im übrigen ist der Bruch des spröden Minerals uneben bis muschelrig. Härte = $3\frac{1}{2}$ —4. Spezifisches Gewicht = 3,77—3,83.

Besondere physikalische Eigenschaften: Azurit ist sehr stark doppelbrechend. Für Natriumlicht ergibt sich:

n_α	n_β	n_γ
1,730	1,758	1,838.

Mäßiger Pleochroismus in Blau mit Absorption n_α und n_β n_γ .

Die Lichtbrechung ist stark von λ abhängig; es wurde bestimmt:

$\lambda = 671 \mu\mu$	486 $\mu\mu$
$n_\alpha = 1,719$	1,756

Das optisch positive Mineral zeigt schwache horizontale Legendispersion mit $\rho \rangle \nu$. $2V = \text{ca. } 68^\circ$, $n_\gamma/c = 12\frac{1}{2}^\circ$ im spitzen Winkel β . $n_\alpha \parallel b$, Achsenebene also senkrecht zu $\langle 010 \rangle$.

Spezielle Morphologie: $a:b:c = 0,850:1:0,881$, $\beta = 92^\circ 24'$ (Schrauf).

$\angle (100)/(110)$	$(100)/(021)$	$(100)/(101)$	$(\bar{1}00)/(\bar{1}11)$
$40^\circ 21'$	$88^\circ 50'$	$42^\circ 53'$	$53^\circ 22'$
$\angle (110)/(1\bar{1}0)$	$(100)/(001)$	$(023)/(0\bar{2}3)$	$(021)/(0\bar{2}1)$
$80^\circ 41'$	$87^\circ 36'$	$60^\circ 47'$	$120^\circ 47'$
$\angle (001)/(110)$	$(001)/(101)$	$(001)/(\bar{1}01)$	$(110)/(1\bar{1}1)$
$88^\circ 11'$	$44^\circ 46'$	$47^\circ 12'$	$36^\circ 56'$

Aus den Winkelangaben ist der hypokubische Charakter gut ersichtlich. Hauptformen sind: $\langle 001 \rangle$, $\langle 101 \rangle$, $\langle \bar{1}01 \rangle$, $\langle 110 \rangle$, $\langle 100 \rangle$, $\langle 021 \rangle$, $\langle 221 \rangle$; dazu kommen relativ häufig $\langle 201 \rangle$, $\langle 023 \rangle$, $\langle \bar{1}11 \rangle$, $\langle 15 \cdot 0 \cdot 8 \rangle$, $\langle \bar{1}02 \rangle$, $\langle 243 \rangle$. Von den alle drei Achsen in verschiedenen Vielfachen der Einheitsmaßstäbe schneidenden Formen sind solche mit geradzahligem h und k die wichtigsten, außer den genannten z. B. noch $\langle \bar{2}21 \rangle$, $\langle 241 \rangle$, $\langle \bar{2}23 \rangle$, $\langle \bar{2}41 \rangle$. Daneben sind $\langle 121 \rangle$, $\langle \bar{1}21 \rangle$, $\langle \bar{3}21 \rangle$ usw. bekannt.

Die Hauptzonen sind $[010]$, $[100]$, $[110]$, $[120]$, $[11\bar{2}]$, eventuell $[\bar{1}21]$ usw. Streifungen der Basis nach den ersten zwei Zonen, sowie der Formen $\langle h0l \rangle$ nach $[010]$ sind recht häufig. Die Streifungen bis Riefungen sind in dieser Zone oft gegen die Basis intensiver; glatt sind hie und da nur $\langle 100 \rangle$ und $\langle 101 \rangle$. Das seitliche Pinakoid tritt nicht häufig auf. Der Habitus der Kristalle (Fig. 277) ist etwas variabel. Isometrische bis nach $\langle 001 \rangle$ dicktafelige, oft rhomboederähnliche Ausbildungen zeigen öfters $\langle 001 \rangle$ oder $\langle 101 \rangle$ oder beide dominierend.

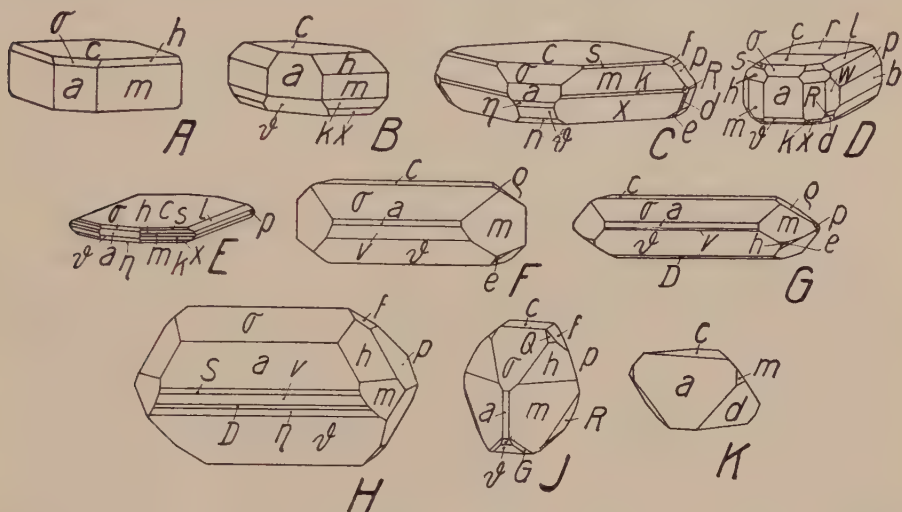


Fig. 277. Azurit. $a \langle 100 \rangle$, $m \langle 110 \rangle$, $w \langle 120 \rangle$, $b \langle 010 \rangle$, $p \langle 021 \rangle$, $f \langle 011 \rangle$, $l \langle 023 \rangle$, $c \langle 001 \rangle$, $o \langle 101 \rangle$, $r \langle 10\bar{8} \rangle$, $D \langle 104 \rangle$, $n \langle 102 \rangle$, $\beta \langle 10\bar{1} \rangle$, $\eta \langle 302 \rangle$, $v \langle 201 \rangle$, $S \langle 20\bar{7} \rangle$, $h \langle 221 \rangle$, $k \langle 22\bar{1} \rangle$, $s \langle 111 \rangle$, $x \langle 11\bar{1} \rangle$, $Q \langle 11\bar{2} \rangle$, $R \langle 24\bar{1} \rangle$, $d \langle 243 \rangle$, $e \langle 245 \rangle$, $G \langle 32\bar{1} \rangle$, $\rho \langle 134 \rangle$. Fundorte: A, B, D Chessy; C Peru; E Tsumeb; F, G Calabona (Sard.); H Rosas (Sard.); J Arizona; K Banat. Der Vergleich von A—D mit den Datolithbildern (Fig. 276) zeigt die morphologische Ähnlichkeit der beiden Mineralien. Während aber bei Datolith Streckung nach $[100]$ mehrfach dargestellt ist, zeigen hier einzig D und E diese Ausbildung. F—H betonen die $[010]$ -Zonen. Dieser Zone gehören übrigens 10 der 26 oben aufgeführten Formen an.

Hinzu tritt $\langle 110 \rangle$, $\langle 221 \rangle$, $\langle 023 \rangle$, $\langle 100 \rangle$. Auch $\langle 001 \rangle$ und $\langle 101 \rangle$ können im Gleichgewicht entwickelt sein, und $\langle 221 \rangle$ kann habitusbestimmend werden. Schwach nach der c -Achse gestreckte Kristalle führen zu den nach $\langle 100 \rangle$ tafeligen über. Recht häufig sind mehr oder weniger nach der b -Achse verlängerte bis nadelige Kristalle, an denen die Zone $[010]$ oft flächenreich ist und an denen wiederum eine gewisse tafelförmige Ausbildung nach $\langle 100 \rangle$ auftreten kann. Im übrigen sind dann $\langle 100 \rangle$, $\langle 001 \rangle$, $\langle 201 \rangle$, $\langle 101 \rangle$, $\langle 221 \rangle$, $\langle 110 \rangle$, $\langle 023 \rangle$, $\langle 011 \rangle$, $\langle 15 \cdot 0 \cdot 8 \rangle$ nicht selten anzutreffen.

Bei tafeligen Kristallen nach $\langle 001 \rangle$ kann auch $\langle 021 \rangle$ groß ausgebildet sein.

Umwandlungen und Vorkommen: Azurit bildet Pseudomorphosen nach Cuprit, Fahlerz, Dolomit usw. Er ist neben Malachit (grün) sehr häufiges Umwandlungsprodukt kupferhaltiger Mineralien. Recht oft ist das Mineral selbst wieder in Malachit, seltener in Limonit oder gediegen Kupfer übergeführt worden.

Im Ausgehenden von Kupfererzlagern findet man Azurit neben den übrigen Mineralien der Oxydationszone. Als Begleiter können etwa besonders genannt werden: Malachit, Limonit, Cerussit, Smithsonit, Cuprit, Fahlerz, Chalkosin, Chalkopyrit. In Form von Imprägnationen ist Azurit besonders in Gesteinen des Perm und der Trias anzutreffen.

Hemimorphit (Kieselzinkerz, Calamin, Galmei z. T.) $[\text{SiO}_5]_{\text{H}_2}^{\text{Zn}_2}$
oder $[\text{SiO}_5 \cdot \text{SiO}_2]_{\text{Zn}(\text{OH})_2}^{\text{Zn}_3} \cdot \text{H}_2\text{O}$. Rhombisch hemimorph

Spezielle Kennzeichen: Die häufig typisch hemimorphen Kristalle, die fächerförmigen Aggregate, die kugeligen, nierigen, stalaktitischen Massen von körniger, dichter, feinstengeliger bis faseriger Ausbildung, sowie die krustenförmigen Bildungen sind farblos, hellblau, hellgrün, hellgrau oder gelblich bis bräunlich. Strich farblos. Das spröde Mineral ist nach $\langle 110 \rangle$ vollkommen, nach $\langle 101 \rangle$ weniger gut und nach $\langle 001 \rangle$ nur in Spuren spaltbar. Im übrigen ist der Bruch uneben bis halb-muschelig. Auf $\langle 010 \rangle$ herrscht oft Diamantglanz bis Perlmutterglanz, sonst Glasglanz. Die Härte ist $4\frac{1}{2}$ —5, das spezifische Gewicht ist 3,35—3,5.

Spezielle physikalische Eigenschaften: Das Mineral ist optisch positiv.

	n_α	n_β	n_γ	2 V
Rot	1,6107	1,6142	1,6324	47° 30'
Gelb	1,6136	1,6170	1,6360	46° 9'
Grün	1,6171	1,6202	1,6392	44° 42'

Ebene der optischen Achsen = (100) , $n_\gamma = c$, $\rho > 0$ (stark).

Beim Erhitzen verkleinert sich der Achsenwinkel. Hemimorphit ist nach der polaren c-Achse stark pyroelektrisch. Phosphoreszenzerscheinungen sind nach dem Reiben wahrnehmbar.

Spezielle Morphologie: Typisch rhombisch hemimorph mit $a:b:c = 0,7834:1:0,4778$ (Schrauf). Die auf dieses Achsenverhältnis bezogenen Hauptformen sind: $\langle 010 \rangle$, $\langle 110 \rangle$, $\langle 121 \rangle$, $\langle 031 \rangle$, $\langle 301 \rangle$, $\langle 001 \rangle$, $\langle 101 \rangle$, $\langle 011 \rangle$, $\langle 211 \rangle$, $\langle 130 \rangle$. Am antilogen Pol ist fast immer $\langle 12\bar{1} \rangle$ vorhanden, die Basis sowie die Domen sind charakteristischer für den analogen Pol.

Die Kristalle (Fig. 280) sind oft tafelig nach $\langle 010 \rangle$ und nach $[001]$ gestreift. Außerdem treten mehr isometrische und pyramidale Habitus-typen auf. Sehr häufig sind Vizinalflächen in verschiedenen Zonen.

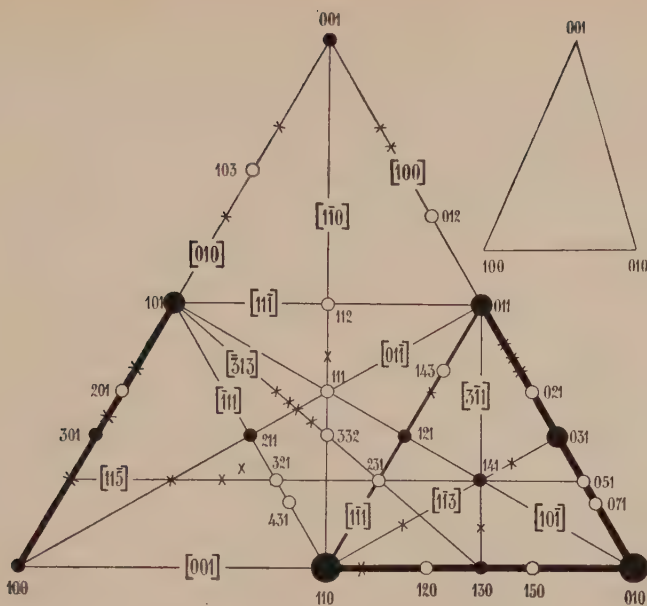


Fig. 278. Die Flächen und wichtigsten Zonen von Hemimorphit in schematischer Dreiecksprojektion. Symbolisierung nach der gewöhnlichen Aufstellung *Schraufs*.

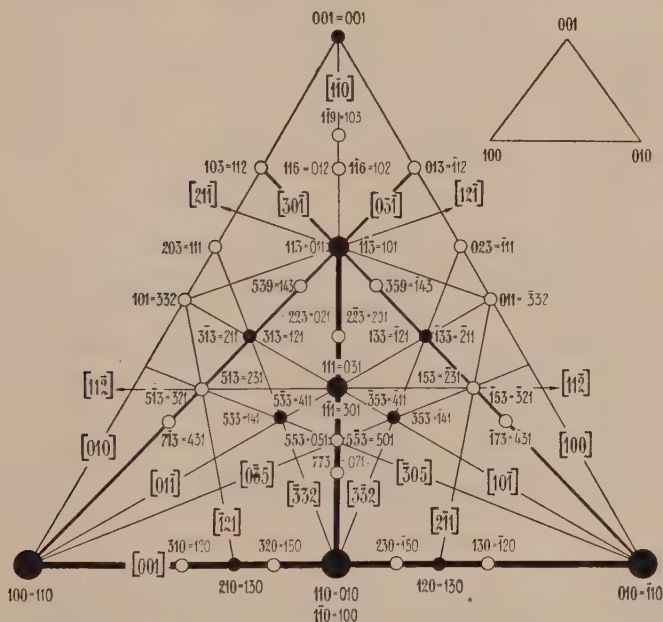


Fig. 279. Die Flächen und wichtigsten Zonen von Hemimorphit in schematischer Dreiecksprojektion nach der Aufstellung von *Fedorow*. Neben die *Fedorowschen*, fatter geschriebenen Symbole sind in dünnerer Schrift die *Schraufschen* gesetzt. Im übrigen entsprechen die Kreisgrößen und Liniendicken genau den entsprechenden Elementen in Fig. 278. Zu beachten ist freilich, daß in Fig. 279 mehrere Oktanten gleichzeitig zur Darstellung gebracht wurden. Beim Zusammenfallen ungleicher Flächenpole wurde für die Zeichnung die Kreisstärke der wichtigsten Fläche berücksichtigt. Die relativ einfache Punktlage und die weitgehende Übereinstimmung des Zonenbildes mit dem kubischen $[110]$ -Typus sprechen sehr für die *Fedorowsche* Stellung.

Die Projektionsfigur 278 zeigt, daß in dieser Aufstellung, neben den Zonen der kristallographischen Achsen und den Zonen $[111]$ und $[110]$, $[101]$, $[011]$, Zonen $[313]$, $[311]$ und $[115]$ relativ wichtig werden. Zwillinge nach der Basis sind verbreitet.

Fedorow hat *Kieselzinkerz* als hypokubisch angesehen und folgende Transformation ausgeführt:

$$h^* = h + k \quad k^* = k - h \quad l^* = 3l.$$

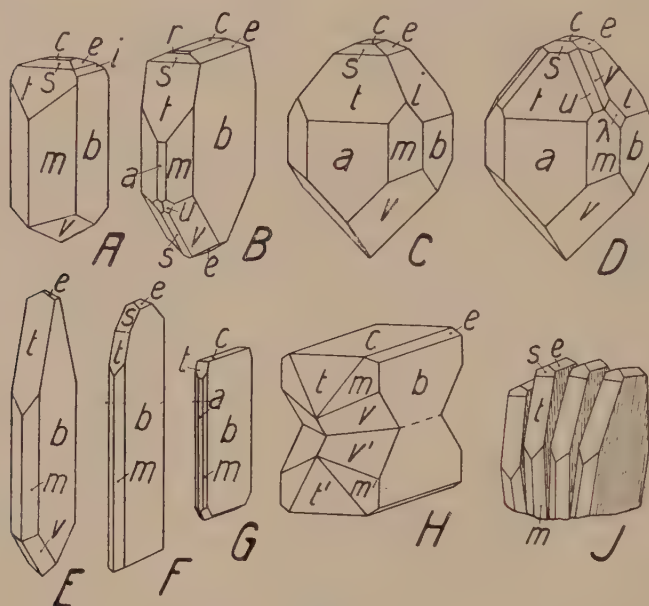


Fig. 280. Hemimorphit. $a \langle 100 \rangle$, $m \langle 110 \rangle$, $b \langle 010 \rangle$, $i \langle 031 \rangle$, $e \langle 011 \rangle$, $c \langle 001 \rangle$, $r \langle 103 \rangle$, $s \langle 101 \rangle$, $t \langle 301 \rangle$, $v \langle 121 \rangle$, $\lambda \langle 141 \rangle$, $u \langle 211 \rangle$. Die Lage am oberen oder unteren Ende der c -Achse ist in dieser Symbolisierung nicht berücksichtigt. Fundorte: A Moresnet (Aachen); B, C, D, G, H Altenberg (Aachen); E Nertschinsk; F Mexico; J Ghergur (Algier). Der analoge Pol, der beim *Kundtschen* Bestäubungsverfahren während des Abkühlens mit Mennige bedeckt wird (hier durchwegs nach oben orientiert), ist durch das Vorherrschen der Domen, der antiloge Pol durch das Vorwiegen von v ausgezeichnet. Zwillinge nach $\langle 001 \rangle$ sind häufig (H). Subparallele Gruppierung von Kristallen, die nach $\langle 010 \rangle$ tafelig sind, ist für viele Fundorte die Regel (J).

Die beiden Symmetrieebenen werden nach dieser Auffassung als Nebensymmetrieebenen angesehen. Das neue Achsenverhältnis würde lauten:

$$a:b:c = 1:1:1,1284, \quad \alpha = 90^\circ, \quad \beta = 90^\circ, \quad \gamma = 76^\circ 9'.$$

In der Projektionsfigur 279 sind die wichtigsten Flächen nach der *Fedorowschen* Aufstellung eingetragen. Die Zonenbeziehungen werden etwas einfacher, unter den $\langle hkl \rangle$ -Formen überwiegen jetzt diejenigen mit lauter ungeraden Indizes. Die Spaltbarkeiten wären parallel dem Pseudowürfel, aber auch parallel $(11\bar{3})$. Einige Winkel seien in der üblichen rhombischen und in dieser fraglich hypokubischen Bezeichnung angeführt:

Rhombisch (<i>Schrauf</i>)	<i>Fedorow</i>	
$\angle (110)/(\bar{1}\bar{1}0)$	$(100)/(0\bar{1}0)$	$76^{\circ} 9'$
$\angle (101)/(\bar{1}01)$	$(1\bar{1}3)/(\bar{1}13)$	$62^{\circ} 46'$
$\angle (301)/(110)$	$(1\bar{1}1)/(100)$	$46^{\circ} 18'$
$\angle (011)/(0\bar{1}1)$	$(113)/(\bar{1}\bar{1}3)$	$51^{\circ} 5'$
$\angle (031)/(001)$	$(111)/(001)$	$55^{\circ} 6'$
$\angle (121)/(001)$	$(313)/(001)$	$48^{\circ} 35'$
$\angle (301)/(\bar{3}01)$	$(1\bar{1}1)/(\bar{1}11)$	$122^{\circ} 41'$
$\angle (301)/(001)$	$(1\bar{1}1)/(001)$	$61^{\circ} 20\frac{1}{2}'$
$\angle (121)/(121)$	$(313)/(\bar{1}33)$	$78^{\circ} 26'$

Man erkennt, daß die *Fedorowsche* Aufstellung mit großen Deformationen gegenüber kubischer Symmetrie rechnen muß. Andererseits ist ersichtlich, daß Winkel um 60° und 45° als wichtige Flächenwinkel häufig auftreten. Es sind sehr komplexe Pseudosymmetrien vorhanden, genau wie bei *Axinit* und *Datolith*. In der Tat kann man auch alle drei Mineralien so aufstellen, daß sie miteinander morphologisch eng verwandt erscheinen.

Mit Kieselzinkerz im engeren Sinne ist übrigens noch das Berylliumsilikat *Bertrandit* verwandt; seine Zusammensetzung lautet $[\text{SiO}_5 \cdot \text{SiO}_2]_{\text{Be}_3} \text{Be}(\text{OH})_2$. Auch dieses Mineral kristallisiert rhombisch hemimorph.

Chemismus und Vorkommen: Der Wassergehalt des Hemimorphits ist etwas schwankend. Ein Teil des Wassers wird ohne Trübung des Minerals beim Erhitzen bis auf 500° abgegeben. Das spricht für die Formulierung $[\text{SiO}_5 \cdot \text{SiO}_2]_{\text{Zn}_3} \text{Zn}(\text{OH})_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$.

Hemimorphit tritt zusammen mit ZnCO_3 in Kalksteinen auf und ist ein Oxydationsmineral metasomatischer Zinkblendelager. Sehr häufig sind Pseudomorphosen nach Calcit, Galenit, Pyromorphit, auch Fluorit. Andererseits findet man Umwandlungen in Willemit und Verdrängungspseudomorphosen durch Quarz, Smithsonit oder Malachit.

Ebenfalls rhombisch hemimorph, mehr oder weniger isometrisch kristallisiert *Struvit*.

Struvit (Guanit) $[\text{PO}_4]_{(\text{NH}_4)}^{\text{Mg}} \cdot 6 \text{H}_2\text{O}$. Rhombisch hemimorph

Spezielle Kennzeichen: Die sargähnlichen bis tafeligen Kristalle sind weiß, gelblich oder bräunlich gefärbt, wenn frisch (selten), durchsichtig, meist mehlig zersetzt. Frische Kristalle besitzen Glasglanz, unebenen bis muscheligen Bruch und Spaltbarkeit nach $\langle 001 \rangle$ und $\langle 010 \rangle$. Das spröde Mineral besitzt die Härte 2 und das spezifische Gewicht 1,66—1,75.

Physikalische Eigenschaften: Optisch positiv. Achsenebene parallel (001)
 $n_\gamma = a, \rho \gg 0$.

$$n_\alpha = 1,495 \quad n_\beta = 1,496 \quad n_\gamma = 1,504, \quad 2V = 37^\circ, \quad \rho \gg 0.$$

Der Winkel der optischen Achsen vergrößert sich beim Erwärmen. Pyroelektrizität deutlich.

Spezielle Morphologie: $a : b : c = 0,56643 : 1 : 0,91207$ (Sadebeck). Die nach der c-Achse deutlich hemimorphen Kristalle (Fig. 281) sind meist sargähnlich durch Überwiegen der Domen $\langle 101 \rangle$, $\langle 011 \rangle$ oben und des Pedions $\langle 001 \rangle$ unten. Dazu kommt das Pinakoid $\langle 010 \rangle$. Auch

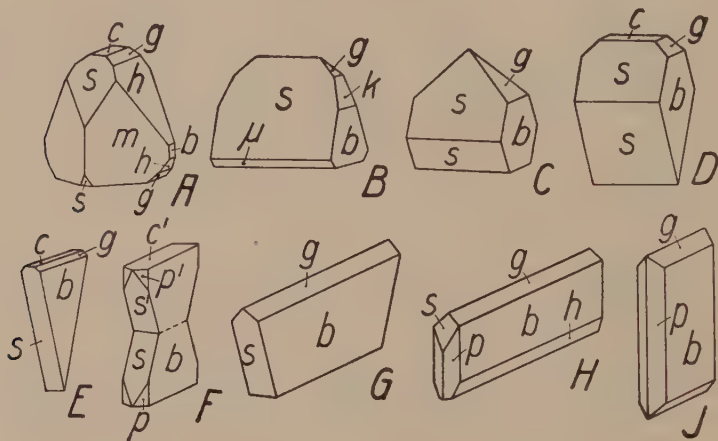


Fig. 281. Struvit. $m = p \langle 110 \rangle$, $b \langle 010 \rangle$, $k \langle 041 \rangle$, $h \langle 021 \rangle$, $g \langle 011 \rangle$, $c \langle 001 \rangle$, $s \langle 101 \rangle$, $\mu \langle 103 \rangle$. Fundorte: A Australien; F, G, J Braunschweig; C, D, E, H Hamburg. Im Gegensatz zur Aufstellung der Hemimorphitkristalle liegt hier der analoge Pol unten. Habitus vielfach sargförmig (B, C) mit Übergängen zu prismatischer (A) und tafeliger Ausbildung (D). F zeigt viel Ähnlichkeit mit dem Hemimorphitzwilling (Fig. 278, H). J ist ohne äußere Anzeichen von Hemimorphismus. Im übrigen ist der stark wechselnde Habitus beachtenswert.

nach $\langle 010 \rangle$ tafelige Kristalle treten auf. Die Hauptzonen sind $[100]$ und $[010]$. Wichtigste Formen im allgemeinen sind: $\langle 001 \rangle$, $\langle 100 \rangle$, $\langle 021 \rangle$, $\langle 011 \rangle$, $\langle 101 \rangle$, $\langle 120 \rangle$, $\langle 121 \rangle$; dazu kommen untergeordnet: $\langle 041 \rangle$, $\langle 103 \rangle$, $\langle 100 \rangle$, $\langle 025 \rangle$, $\langle 507 \rangle$, $\langle 123 \rangle$, $\langle 0 \cdot 16 \cdot 1 \rangle$. Zwillinge nach (001) treten auf. Wichtige Winkel sind:

$$\begin{array}{cccccc} \angle (001)/(101) & (001)/(011) & (101)/(011) & (120)/(011) & (120)/(101) \\ 58^\circ 9\frac{1}{2}' & 42^\circ 22' & 67^\circ 3\frac{1}{2}' & 59^\circ 40' & 55^\circ 47\frac{1}{2}' \end{array}$$

Vorkommen: Das Mineral bildet sich in Düngergruben, konkretionär im Tiermagen und als Produkt organischer Zersetzungen in Höhlen und im Guano.

Mit dem Axinit in gewisser Beziehung morphologisch verwandt ist auch Titanit. Die Verwandtschaft ist zunächst mehr eine äußerliche; es gibt Ausbildungen beider Mineralien, die auf den ersten Blick miteinander verwechselt werden können. Allein die Verwandtschaft ist auch eine tiefergreifende. Beide Mineralien sind vorzugsweise flachgestaltet, gehören aber trotzdem nicht dem tafeligen Typus im engeren Sinne an. Das zeigt die Formenentwicklung, muß aber auch aus den Spaltbarkeitsverhältnissen geschlossen werden. Die typisch pinakoidale Spaltbarkeit fehlt. Beide Mineralien sind in der Tat am einfachsten als stark deformierte hypokubische Typen zu verstehen. Das soll nun noch für Titanit gezeigt werden.

Titanit (Sphen). Im wesentlichen $[\text{SiO}_5]_{\text{Ca}}^{\text{Ti}}$. Monoklin holoeidrisch

Spezielle Kennzeichen: Die im Habitus variablen, meist sehr gut eigengestaltigen Kristalle besitzen diamantartigen bis ins Fettige neigenden Glanz. Relativ selten sind körnige, blätterige bis nadelige Aggregate. Die durchsichtigen bis undurchsichtigen Kristalle sind gelb, grüngelb, grün, braun, rotbraun bis dunkelbraunschwarz, seltener grau oder rosenrot gefärbt, oft mit fleckiger Farbverteilung. Der Strich ist farblos bis etwas bräunlich oder rötlich. Der Bruch des spröden Minerals ist muschelig, doch ist deutliche prismatische Spaltbarkeit neben schlechterer pinakoidaler wahrnehmbar. In der *Descloizeaux*-schen Aufstellung geht die deutliche Spaltbarkeit nach $\langle 110 \rangle$; weitere Spaltbarkeiten verlaufen parallel $\langle 100 \rangle$ und $\langle \bar{1}12 \rangle$. Eine manganreiche Varietät, der rote oder rosenrote Greenovit, zeigt auch Spaltbarkeiten nach $\langle 111 \rangle$ und (etwas weniger gut) nach $\langle \bar{1}11 \rangle$. Auch beim Yttrotitanit ist Spaltbarkeit nach $\langle 111 \rangle$ bemerkt worden. Eine Absonderung ist oft nach $\langle 221 \rangle$ zu konstatieren. Die Härte ist 5—6; das spezifische Gewicht variiert von 3,4—3,6. Flache, briefkuvertartige Ausbildung und Penetrationszwillinge gehören manchmal zum eigentlichen Charakteristikum dieses Gestein- und Drusenminerals.

Spezielle physikalische Eigenschaften: Das optisch positive Mineral ist ziemlich hoch lichtbrechend und stark doppelbrechend. Die optische Achsenebene verläuft parallel (010), d. h. $n_\beta \parallel b$. n_γ steht nahezu senkrecht auf (102) der *Descloizeaux*-schen Aufstellung. Es bildet mit c im stumpfen Winkel β ca. 47° bis 51° . Die Dispersion $\rho > 0$ ist sehr stark. Ein Pleochroismus etwa mit folgenden Farben ist hier und da wahrnehmbar:

n_α	n_β	n_γ
fast farblos	gelb mit Stich ins Grüne	rötlichgelb bis bräunlichrot
fast farblos	gelblich bis grünlich	rotgelb
schwach bräunlich gelb		hell weingelb

Über die Licht- und Doppelbrechung orientieren folgende, am Titanit von Nordmarken ermittelten Daten:

λ	718	656	589	486	460	431 $\mu\mu$
n_α	1,8656	1,8721	1,8802	1,9034	1,9124	—
n_β	1,8760	1,8813	1,8886	1,9089	1,9169	—
n_γ	1,9841	1,9938	2,0069	2,0446	2,0601	—
2 V	34° 56'	33° 34'	31° 30'	24° 13'	20° 38'	15° 06'
$n_{\gamma/c}$	47° 11'	47° 18'	47° 24'	48° 09'	—	48° 27'

Meistens werden als charakteristische Mittelwerte für Na-Licht angegeben:

$n_\alpha = 1,900$	$n_\beta = 1,907$	$n_\gamma = 2,034$	2 V = 27°	$n_{\gamma/c} = 51^\circ$
oder $n_\alpha = 1,8879$	$n_\beta = 1,8940$	$n_\gamma = 2,0039$	2 V = 27°	$n_{\gamma/c} = 51^\circ$

Die Variabilität beruht zum Teil auf wechselnder chemischer Zusammensetzung. Fast immer ist in variablen Mengen etwas Fe vorhanden, zudem oft an Stelle von Ca etwas Mn oder Mg. Zum Yttrotitanit führen die Varietäten über mit Y_2O_3 , Al_2O_3 usw. Man findet deshalb etwa Schichtebenen und Zonarstruktur, wobei z. B. beobachtet wurde, daß der spezifisch leichtere Kern schwächer lichtbrechend ist als die Hülle und zudem einen kleineren Achsenwinkel und eine größere Auslöschungsschiefe besitzt.

Bei Pressung unter Druck stellt sich Zwillingsbildung ein. Als Grundzone fungiert in *Descloizeaux*scher Bezeichnung $[1\bar{1}0]$, als zweite Kreisschnittebene wurde (131) bestimmt. Die nicht rationale erste Kreisschnittebene hätte die ungefähren „Indizes“ $(2 \cdot 2 \cdot 0,82166)$. Es ist sehr wahrscheinlich, daß die in vielen gesteinsbildenden Titaniten erkennbaren, angenähert nach (221) eingelagerten Zwillingslamellen durch Schiebungen zustande gekommen sind.

Spezielle Morphologie: In morphologischer Beziehung gehört Titanit zu den interessantesten Mineralien. Die Spaltbarkeitsverhältnisse weisen auf einen mehr oder weniger isometrischen Typus hin, der Habitus ist jedoch weit vorwiegend tafelig, flachprismatisch, keilförmig bis säulig. Wie man auch das Mineral aufstellt, stets gehören zu den relativ häufigen Flächen solche mit schon ziemlich großen Indizes, währenddem viele einfach gebaute Indizeskombinationen keinen reellen Wachstumsformen entsprechen.

Es soll nun gerade am Beispiel des Titanites, dessen Struktur noch nicht bekannt ist, gezeigt werden, wie durch Transformationen gewisse Gesetzmäßigkeiten in Erscheinung treten, die dann Schlußfolgerungen auf wichtige Bindungsrichtungen zulassen. Wir wählen folgende drei Aufstellungen:

1. Die Aufstellung von *Descloizeaux* mit $a : b : c = 0,7547 : 1 : 0,8543$, $\angle \beta = 119^\circ 43'$. Sie ist von allen Aufstellungen diejenige, die zu den einfachsten Indizes führt und deshalb auch in der Figurenzusammenstellung benutzt wurde.

2. Die Aufstellung von *Naumann* mit $a : b : c = 0,4272 : 1 : 0,6575$, $\angle \beta = 94^\circ 38'$. Sie bringt zum Ausdruck, daß drei Kantenrichtungen gefunden werden können, die aufeinander nahezu senkrecht sind. Sie ist gewissermaßen eine pseudorhombische Aufstellung, und in der Tat sind manche Kristalle typisch pseudorhombisch.

3. Die triklinische Aufstellung von *Fedorow*. Titanit wird von *Fedorow* als hypokubisch mit deutlich trigonaloider Bauart angesehen. Die Symmetrieebene wird zu (110) gewählt, so daß also die Formen nur in triklin holödrischer Zusammengehörigkeit darauf bezogen werden können. Die Aufstellung ist natürlich nicht allgemein brauchbar, da sie den Prinzipien der Orientierung monokliner Kristalle widerspricht. In dessen treten gerade bei Transformation auf das *Fedorowsche* Achsenkreuz gewisse Gesetzmäßigkeiten deutlich in Erscheinung, so daß zur Erläuterung der Titanitmorphologie

auf die Erwähnung dieser Möglichkeit nicht verzichtet werden kann. Nach *Fedorow* hätte man:

$$a:b:c = 1:1:1,1714 \quad \alpha = 75^\circ 6' \quad \beta = 75^\circ 6' \quad \gamma = 101^\circ 49'.$$

Die Deformation gegenüber kubischer Metrik ist relativ groß.

Sind (hkl) die Indizes einer Fläche in *Descloizeaux*scher Bezeichnungsweise, (pqr) diejenige in *Naumann*scher Aufstellung und (mno) diejenige nach *Fedorow*, so gelten folgende Transformationsgleichungen:

N.	D.	F.	D.	N.	F.
$p = -l$	$= -m - n + o$		$h = p + r$	$= o$	
$q = 2k$	$= 2m - 2n$		$k = q$	$= m - n$	
$r = 2h + l$	$= m + n + o$		$l = -2p$	$= m + n - o$	
	F.	D.		N.	
	$m = h + k + l$	$= -p + q + r$			
	$n = h - k + l$	$= -p - q + r$			
	$o = 2h$	$= 2p + 2r$			

Das bedeutet, daß $[00\bar{1}]$, $[020]$, $[201]$ die *Descloizeaux*schen Symbole der *Naumann*schen Koordinatenachsen sind und daß $[111]$, $[\bar{1}\bar{1}1]$, $[200]$ nach *Descloizeaux* von *Fedorow* zu neuen Achsen gewählt wurden.

Wir teilen die wichtigsten Formen in vier Kategorien ein: erstens in sehr wichtige, zweitens in wichtige, drittens in verbreitete und viertens in ziemlich verbreitete Formen, und schreiben die Symbole für alle vier Aufstellungen hin. Dabei umfaßt das Symbol für die *Naumann*sche und *Descloizeaux*sche Aufstellung alle Flächen in monoklin holoeidrischer Zusammengehörigkeit, währenddem bei der *Fedorowschen* triklin hypokubischen Aufstellung $\langle mno \rangle$ nur die Pinakoide bedeutet. Es ist zu jedem $\langle mno \rangle$ das Pinakoid $\langle nmo \rangle$ gleichwertig.

1. Sehr wichtige Formen:

<i>Descloizeaux</i>	<i>Naumann</i>	<i>Fedorow</i>	
$\langle 100 \rangle$	$\langle 001 \rangle$	$\langle 112 \rangle$	z. T. Spaltform, Zwillingsfläche, oft danach tafelig
$\langle 102 \rangle$	$\langle \bar{1}02 \rangle$	$\langle 332 \rangle$	Danach oft tafelig
$\langle 001 \rangle$	$\langle \bar{1}01 \rangle$	$\langle 110 \rangle$	Danach oft tafelig. Hie und da Zwillingsebene
$\langle 11\bar{2} \rangle$	$\langle 110 \rangle$	$\langle 0\bar{1}1 \rangle$ $\langle 10\bar{1} \rangle$	z. T. Spaltform. Danach oft spitz keilförmig
$\langle 111 \rangle$	$\langle \bar{1}23 \rangle$	$\langle 312 \rangle$ $\langle 132 \rangle$	z. T. Spaltform. Danach oft gestreckt

2. Wichtige Formen:

$\langle 110 \rangle$	$\langle 011 \rangle$	$\langle 101 \rangle$ $\langle 011 \rangle$	Beste Spaltbarkeit, oft gut entwickelt
$\langle 021 \rangle$	$\langle \bar{1}41 \rangle$	$\langle 3\bar{1}0 \rangle$ $\langle \bar{1}30 \rangle$	Hie und da danach säulig
$\langle 132 \rangle$	$\langle 130 \rangle$	$\langle 121 \rangle$ $\langle 2\bar{1}\bar{1} \rangle$	Hie und da danach säulig

3. Verbreitete Formen:

$\langle 310 \rangle$	$\langle 013 \rangle$	$\langle 213 \rangle$	$\langle 123 \rangle$	
$\langle 11\bar{1} \rangle$	$\langle 121 \rangle$	$\langle 1\bar{1}2 \rangle$	$\langle 1\bar{1}\bar{2} \rangle$	z. T. Spaltform
$\langle 010 \rangle$	$\langle 010 \rangle$	$\langle 110 \rangle$		
$\langle 31\bar{2} \rangle$	$\langle 112 \rangle$	$\langle 103 \rangle$	$\langle 013 \rangle$	
$\langle 22\bar{1} \rangle$	$\langle 143 \rangle$	$\langle 314 \rangle$	$\langle 134 \rangle$	
$\langle 131 \rangle$	$\langle 163 \rangle$	$\langle 512 \rangle$	$\langle 152 \rangle$	
$\langle 011 \rangle$	$\langle 121 \rangle$	$\langle 100 \rangle$	$\langle 010 \rangle$	

4. Ziemlich verbreitete Formen:

$\langle 115 \rangle$	$\langle \bar{5}27 \rangle$	$\langle 752 \rangle$	$\langle 572 \rangle$	
$\langle 114 \rangle$	$\langle \bar{2}13 \rangle$	$\langle 321 \rangle$	$\langle 231 \rangle$	
$\langle 112 \rangle$	$\langle \bar{1}12 \rangle$	$\langle 211 \rangle$	$\langle 121 \rangle$	
$\langle 221 \rangle$	$\langle \bar{1}45 \rangle$	$\langle 514 \rangle$	$\langle 154 \rangle$	ungefähr nach dieser Form- Absonderung
$\langle 331 \rangle$	$\langle \bar{1}67 \rangle$	$\langle 716 \rangle$	$\langle 176 \rangle$	
$\langle 101 \rangle$	$\langle \bar{1}03 \rangle$	$\langle 111 \rangle$		
$\langle 10\bar{1} \rangle$	$\langle 101 \rangle$	$\langle 001 \rangle$		
$\langle 041 \rangle$	$\langle \bar{1}81 \rangle$	$\langle 530 \rangle$	$\langle 350 \rangle$	
$\langle 524 \rangle$	$\langle \bar{2}27 \rangle$	$\langle 11 \cdot 7 \cdot 10 \rangle$	$\langle 7 \cdot 11 \cdot 10 \rangle$	
$\langle 214 \rangle$	$\langle \bar{2}14 \rangle$	$\langle 754 \rangle$	$\langle 574 \rangle$	
$\langle 130 \rangle$	$\langle 031 \rangle$	$\langle 211 \rangle$	$\langle \bar{1}21 \rangle$	
$\langle 212 \rangle$	$\langle \bar{1}13 \rangle$	$\langle 534 \rangle$	$\langle 354 \rangle$	
$\langle 211 \rangle$	$\langle 123 \rangle$	$\langle 102 \rangle$	$\langle 012 \rangle$	

Zur Verdeutlichung der Zonenbeziehungen sind in den Projektionsfiguren 282 noch eine Anzahl seltener oder vizinaler Formen als Kreuze eingetragen. Man erkennt, daß folgende Zonen besonders als Entwicklungszonen hervortreten (monokliner Komplex für D. und N.):

<i>Desloiseaux</i>	<i>Naumann</i>	<i>Fedorow</i>	
$[110]$	$[111]$	$[\bar{1}11]$	$[\bar{1}\bar{1}1]$ } Wichtigste
$[112]$	$[\bar{3}11]$	$[131]$	$[\bar{3}1\bar{1}]$ } Zonen!
$[010]$	$[010]$	$[\bar{1}\bar{1}0]$	
$[10\bar{1}]$	$[301]$	$[\bar{1}\bar{1}2]$	
$[20\bar{1}]$	$[201]$	$[\bar{1}\bar{1}3]$	
$[201]$	$[001]$	$[\bar{1}\bar{1}1]$	
$[100]$	$[101]$	$[001]$	

Dazu kommen noch:

$[310]$	$[313]$	$[\bar{1}\bar{1}3]$	$[\bar{1}\bar{1}3]$
$[001]$	$[100]$	$[\bar{1}\bar{1}\bar{1}]$	
$[02\bar{1}]$	$[110]$	$[\bar{1}\bar{3}1]$	$[\bar{3}11]$
$[101]$	$[101]$	$[\bar{1}\bar{1}0]$	
$[11\bar{1}]$	$[311]$	$[\bar{1}01]$	$[0\bar{1}\bar{1}]$
$[01\bar{1}]$	$[210]$	$[021]$	$[\bar{2}01]$

Die Transformationen ergeben sich aus folgenden Beziehungen: Sind $[uvw]$ die Indizes einer Zone in *Descloizeaux'scher* Bezeichnungsweise, so transformiert sich das Symbol für die *Naumann'sche* Aufstellung zu $[u-2w; v; u]$, für die *Fedorowsche* Aufstellung indessen zu $[v+w; -v+w; u-w]$.

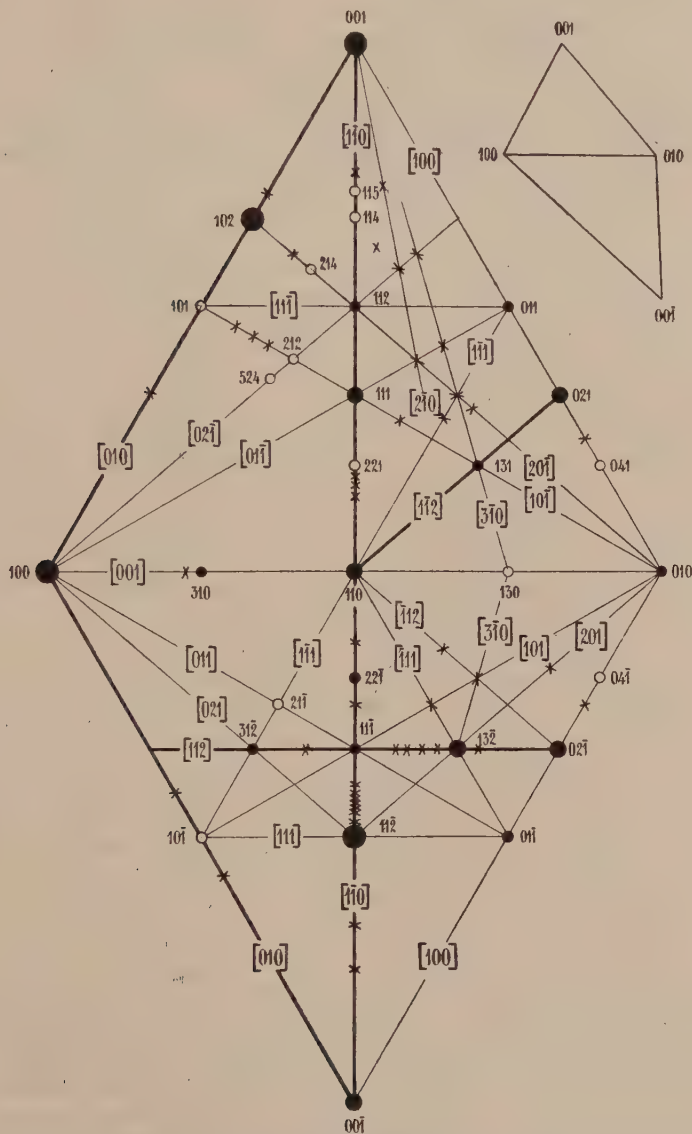


Fig. 282. Titanit. Die charakteristischen Flächen und Zonen in *Descloizeaux'scher* Aufstellung. Die Größe der Kreise entspricht im wesentlichen der Seite 593 f. angegebenen Reihenfolge. Zur Vervollständigung sind noch einige seltene und vizinale Formen eingezeichnet. Die auffallende Verschiedenheit der beiden gnomonischen Hilfsdreiecke ist wie in allen ähnlichen Fällen durch die bedeutende Abweichung des Winkels β von 90° bedingt.

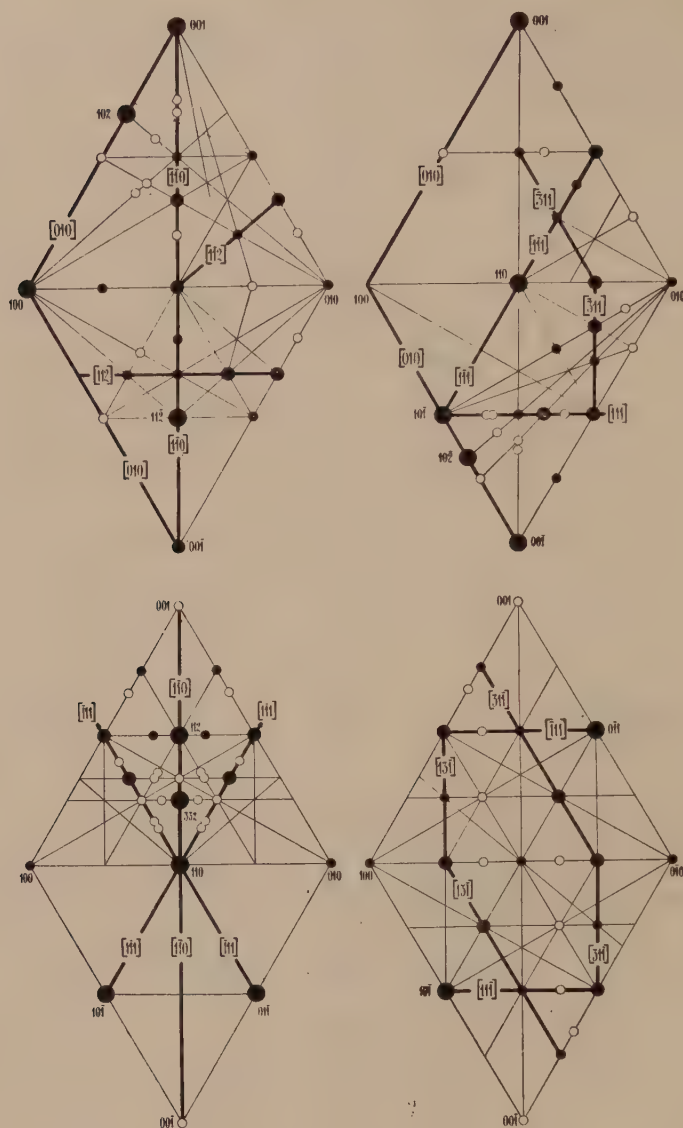


Fig. 283. Die wichtigsten Formen und Zonen (nur z. T. angeschrieben) von Titanit in den Aufstellungen nach *Descloizeaux* (links oben), *Naumann* (rechts oben) und *Fedorow* (die beiden unteren Figuren). Das Projektionsbild der *Descloizeaux* schen Aufstellung ist natürlich mit Fig. 282 identisch. Die *Fedorows* che Aufstellung benötigt vier Dreiecke, weil wegen des triklinen Charakters des Achsenkreuzes, auf welches die linksstehende Figur nach $[1\bar{1}0]$ spiegelbildlich, und die rechtsstehende hat in $1\bar{1}0$ (nicht bezeichnet) ein Symmetriezentrum. Während bei der *Fedorows* chen Aufstellung im wesentlichen gerade jene Zonen und Formen wichtig sind, welche den kubischen $[111]$ -Typus charakterisieren, lassen die *Descloizeaux* sche und *Naumann* sche Aufstellung eine solche einfache Deutung nicht zu.

Betrachten wir nun die geometrischen Verhältnisse in den drei Aufstellungen.

Es fällt auf, daß in *Descloizeaux*scher Bezeichnung unter den Formen diejenigen vorherrschen, bei denen die Summe $(h + k)$ gerade ist. Ist diese Summe ungerade, so ist der letzte Index gewöhnlich gerade. Da zugleich $[1\bar{1}0]$ die wichtigste Zone ist, darf vermutet werden, daß wichtige Massenschwerpunkte im Verhältnis von Ecken zum Basisflächenzentrum zueinander stehen. Bei der Transformation auf die *Naumann*-schen Elemente wird das *Descloizeaux*sche $[201]$ zu einer neuen Koordinatenachse. Schon daraus, daß immer noch relativ einfache Indizes resultieren, darf geschlossen werden, daß die *Descloizeaux*sche Richtung $[201]$ eine relativ wichtige Bindungsrichtung darstellt. Würden auch in den Mitten der Vertikalkanten des *Descloizeaux*schen Elementarparallelepipeds wichtige Teilchenschwerpunkte liegen, so wäre dieser Bedingung Genüge getan, da dann Teilchenabstände halben „Translationen“ in dieser Richtung entsprechen würden. Eine sehr große Zahl der häufigen Wachstumsflächen hat in *Naumann*scher Bezeichnungsweise die Summe $h + k + l =$ gerade. Solche Flächen müßten ausgezeichnet sein, wenn das *Naumann*sche Parallelepiped in Zentrum und Ecken Massenteilchen aufweist. Die Körperzentren fallen aber mit den Basiszentren der *Descloizeaux*schen Aufstellung zusammen, so daß die schon oben ausgesprochene Vermutung neu gestützt wird. In der Tat ist ja auch jetzt die Zone $[111]$ die wichtigste Zone, somit vermutungsweise eine der wichtigsten Bindungsrichtungen. Daß die Titanitmorphologie großen Gesetzmäßigkeiten gehorcht, tritt jedoch erst bei der *Fedorow*schen Aufstellung deutlich in Erscheinung. Von allen auf Seite 593 f. vermerkten wichtigen Formen ist nur bei den einfachen Formen $\langle 100 \rangle$, $\langle 010 \rangle$, $\langle 001 \rangle$, $\langle 111 \rangle$, $\langle 102 \rangle$, $\langle 021 \rangle$ die Summe der Indizes ungerade, in allen anderen Fällen ist sie gerade. Das bedeutet offenbar, daß sich mit den *Fedorow*schen Achsen Parallelepipede konstruieren lassen müssen, die außer in den Ecken auch in den Körperzentren wichtige Massenschwerpunkte besitzen. Das ist in der Tat möglich, wenn Schwerpunkte von Massenteilchen sich an den Stellen befinden, die schon durch die Gesetzmäßigkeiten der *Descloizeaux*-schen und *Naumann*schen Aufstellung gefordert werden.

Vergleicht man die Projektionsfiguren der drei Aufstellungen miteinander (Fig. 283), so fällt sofort auf, daß die *Fedorow*sche Projektion die gleichmäßigste Verteilung der Zonen besitzt und am ehesten isometrischen Charakter in der zonalen Anordnung aufweist. In der Tat sind hier im wesentlichen die hypokubischen Zonenkomplexe $[111]$, $[311]$, $[110]$ neben $[11\bar{2}]$ für die Entwicklung maßgebend. Das sind alles Zonen, die im kubischen $[111]$ -Typus eine wichtige Rolle spielen. Wir sind daher berechtigt, Titanit als einen allerdings sehr stark deformierten hypokubischen $[111]$ -Typus anzusehen. Die Diskussion hat gezeigt, wie solche Analogien erst nach Ausführung von Transformationen deutlich werden können und wie *Fedorow* in manchen Fällen solche morphologischen Verwandtschaften richtig erkannt hat. Die Indizes sind in der *Fedorow*schen Schreibweise komplizierter als in der *Descloizeaux*schen Formulierung. Die strukturellen Verhältnisse werden nicht einfache sein, und es ist durchaus nicht gesagt, daß auch strukturell das *Fedorow*-sche Parallelepiped das einfachste ist. Die Analogien müssen jedoch zweifellos auch in der Atomverteilung wahrnehmbar sein, und die wichtigsten Bindungsrichtungen sind durch die morphologischen Verhältnisse

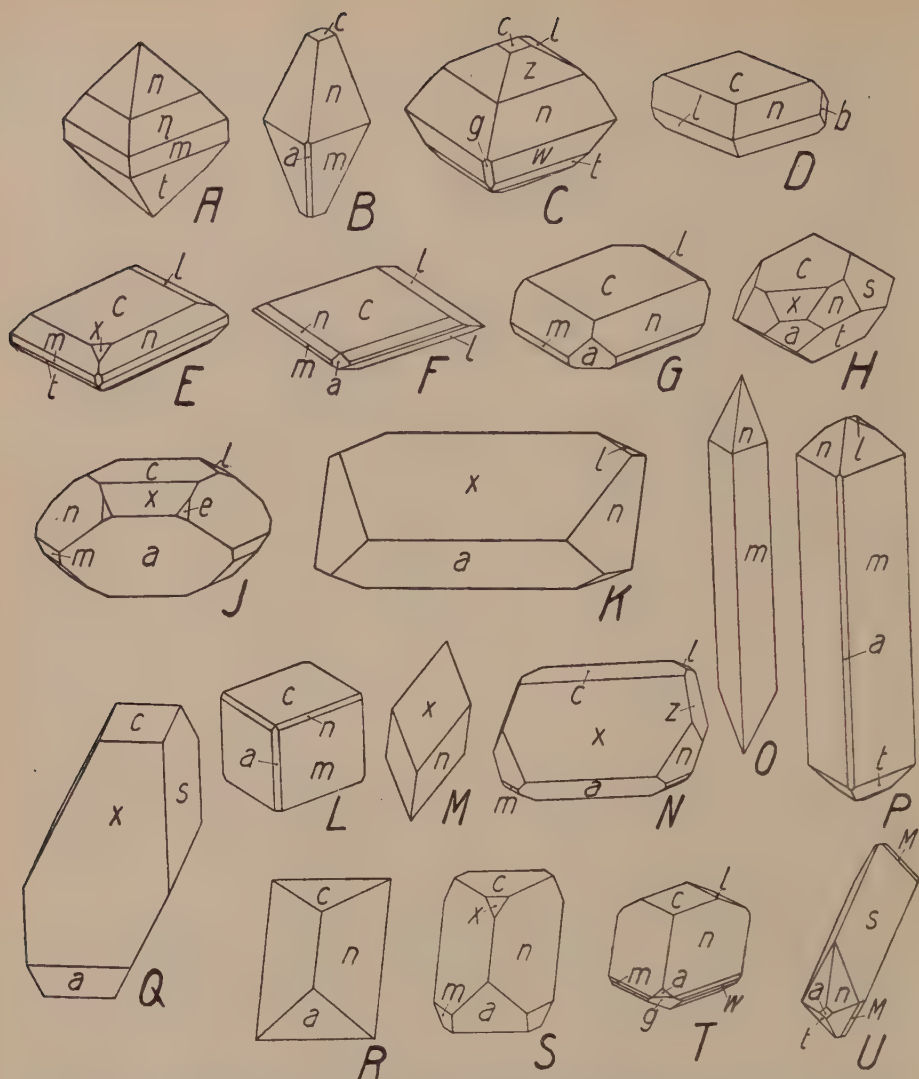


Fig. 284. Habitusbilder von Titanit. Aufstellung und Symbolisierung nach Descloizeaux. a $\langle 100 \rangle$, m $\langle 110 \rangle$, b $\langle 010 \rangle$, s $\langle 021 \rangle$, e $\langle 011 \rangle$, c $\langle 001 \rangle$, x $\langle 102 \rangle$, g $\langle 201 \rangle$, z $\langle 112 \rangle$, n $\langle 111 \rangle$, η $\langle 221 \rangle$, D $\langle 661 \rangle$, w $\langle 22\bar{1} \rangle$, t $\langle 11\bar{1} \rangle$, l $\langle 112 \rangle$, e $\langle 212 \rangle$, M $\langle 13\bar{2} \rangle$. Fundorte: A, B, L, M Süd-Norwegen; C Val di Susa; D Kragerö; E, G Nordmarken; F Traversella; H Comersee; J Sardinien; K Schweiz; S Grönland; U Val Devero. Die mehr oder weniger „bipyramidalen“ Kombinationen A—C gehen durch Hervortreten von c in den nach diesem Pinakoid tafeligen Habitus über (D—G; H ist ziemlich dicktafelig). Auch nach $\langle 102 \rangle$ tafelige Typen sind sehr verbreitet (K, M [von dieser Art sind ganz dünntafelige, hellgrün bis weiß gefärbte, auch aus den Mineralklüften Graubündens bekannt geworden], N, Q). In ihren Umrissen sind diese Tafeln sehr mannigfaltig, indem die Längsrichtung bald $[010]$, bald $[011]$ ist. Als Beispiel einer nach $\langle 100 \rangle$ tafeligen Ausbildung kann J dienen. Merkwürdig sind die nach $[001]$ prismatischen bis nadeligen Kristalle (O, P). Nach $[012]$ prismatisch ist U (vergl. Fig. 285, L). Briefkuvertförmige Tracht ist für Titanit in syenitischen und dioritischen Gesteinen die Regel (z. T. als Grothit bezeichnet). Die Kombination nach w weicht in ihrem Aussehen und in den Winkelverhältnissen von rhombischer Symmetrie nur wenig ab; $a:n = 35^\circ 3\frac{1}{2}'$, $c:n = 38^\circ 16'$. Die Projektion auf $\langle 010 \rangle$ eines Kristalls vom Ofenhorn, Binnental, ist in Fig. 285 J dargestellt.

$\langle 100 \rangle$ oder $\langle 102 \rangle$ oder $\langle 001 \rangle$. Penetrationszwillinge oder Kontaktzwillinge nach $\langle 100 \rangle$ sind mit diesem Habitus häufig verbunden. Es resultieren dann auch Tafeln mit drei- bis fünfseitigem Umriß oder von herz- bis keilförmiger Gestalt, oft mit großen $\langle 111 \rangle$. Recht verbreitet ist die Grundkombination $\langle 102 \rangle \langle \bar{1}12 \rangle$ mit kleineren Flächen von $\langle 001 \rangle$ und $\langle 100 \rangle$. Gewöhnlich ist sie etwas tafelig nach $\langle 102 \rangle$ und etwas gestreckt nach der b-Achse. Dicktafelige Titanite besitzen nicht selten ungefähr $\langle 100 \rangle$, $\langle 102 \rangle$, $\langle \bar{1}12 \rangle$ im Gleichgewicht mit schwächer entwickelten $\langle 111 \rangle$ und $\langle 101 \rangle$.



Fig. 286. Titanit als akzessorischer Gemengteil im Glimmeramphibolsyenit von Zinken, Wildschapbach, Schwarzwald. Der spitzrhomboische Querschnitt ist für die Briefkuvertform charakteristisch. Sehr hohes Relief infolge der starken Lichtbrechung. Vergr. 65 fach.

Mehr rhomboedrische Gestalt haben Titanite mit gleichmäßig entwickelten $\langle 110 \rangle$ und $\langle 001 \rangle$, zu denen etwa als Kantenabstumpfungen $\langle 111 \rangle$ und $\langle 100 \rangle$ treten. Auch Kombinationen mit herrschenden $\langle 111 \rangle$ -, $\langle 111 \rangle$ - und $\langle 001 \rangle$ -Flächen oder $\langle 111 \rangle$ - und $\langle 102 \rangle$ -Flächen sind relativ isometrisch. Recht typisch ist neben linsen- bis spatelförmigen Kristallen die flachprismatische oder briefkuvertartige Ausbildung mit vorwiegendem $\langle 111 \rangle$ neben $\langle 100 \rangle$ und $\langle 110 \rangle$. Durch starkes Hervortreten der Zonen $[110]$ entstehen bipyramidale Gestalten, wobei $\langle 111 \rangle$, $\langle 110 \rangle$, $\langle 221 \rangle$, $\langle 2\bar{2}1 \rangle$ mit oder ohne $\langle 001 \rangle$ und $\langle 100 \rangle$ usw. auftreten können.

Mehr säulige Kristalle nach $\langle \bar{1}12 \rangle$ und säulige bis nadelige, bezw. prismatische Kristalle nach $\langle 021 \rangle$, $\langle 111 \rangle$, $\langle 110 \rangle$ oder $\langle \bar{1}32 \rangle$ sind nicht

selten. Neben den Zwillingen nach $\langle 100 \rangle$ und den polysynthetischen Bildungen sind auch Zwillinge nach $\langle 001 \rangle$ bekannt.

An den Kristallen treten als Hauptzonen unzweifelhaft $[110]$, $[112]$ und $[010]$ hervor. Die Flächen der Zone $[112]$ sind hie und da gestreift, besonders gilt dies für das Prisma $\langle 021 \rangle$, das nach $[112]$, $[100]$ und einer dritten Richtung treppenartig gebaut sein kann. Als weitere, schon durch die Kombinationskanten oft sichtbare Hauptzonen sind $[10\bar{1}]$, $[201]$ und $[20\bar{1}]$ zu erwähnen.

Chemismus und Vorkommen: Bereits S. 592 ist erwähnt worden, daß die Titanite selten reines Ca-Ti-Silikat sind. Es scheint auch das Verhältnis Si:Ti etwas zu variieren. Gewöhnlich bezeichnet man die braunen Kristalle kurzweg als Titanit und reserviert den Namen Sphen für die weniggefärbten, gelblichen bis grünlichen oder etwas gefleckten Vorkommen. Ligurit ist apfelgrün. Roter Greenovit enthält Mn. Y- und Ce-Erden enthalten Yttrötitanit, Eukolittitanit und Grothit. Aus Rutil und Ilmenit entstandene weiße Aggregate kleiner Titan-kriställchen werden Titanomorphit und Leukoxen genannt. Sie bilden oft um die primären Titanmineralien weiße Säume. Entsteht so Titanit aus anderen Mineralien, so kann er auch in Rutil, Anatas, Brookit, Perowskit usw. umgewandelt werden. Titanit ist ein weit verbreiteter akzessorischer Gesteinsgemengteil (Fig. 286), insbesondere in intermediären Eruptivgesteinen (Syeniten, Dioriten) und in metamorphen Gesteinen. Mit Albit, Adular, Chlorit, Epidot, event. Byssolith tritt er in den Zerrklüften der alpin metamorphen Gesteine in oft sehr schöner Ausbildung auf. Auch in Marmoren und auf Magnetitlagerstätten trifft man ihn.

Ein morphologisch recht eigenartiges Mineral ist die dritte bekannte Modifikation von TiO_2 , der Brookit. Die so häufig tafelige Ausbildung nach $\langle 100 \rangle$ ist nicht begleitet von den physikalisch oder morphologisch typischen Erscheinungen für blätterige Entwicklungstendenz. Das Vorkommen vollkommen isometrischer, oft auch etwas pseudohexagonaler Ausbildungen macht es zudem wünschenswert, dieses Mineral noch unter den mehr oder weniger gleichdimensionierten zu beschreiben.

Brookit TiO_2 . Rhombisch holoedrisch

Spezielle Kennzeichen: Die tafeligen oder kurzsäuligen bis isometrischen Kristalle besitzen metallischen, oft relativ hohen Glanz, oder sind durchscheinend bis durchsichtig. Die Farbe variiert von eisenschwarz, schwärzlichbraun ins Gelblichbraune. Oft treten an dünnen, noch durchsichtigen bis durchscheinenden Blättchen haarbraune, rötlichbraune bis

hyazinthrote Farben auf. Fleckige Farbverteilung ist nicht selten. Das spröde Mineral besitzt halbmuscheligen bis unebenen Bruch und nur sehr unvollkommene Spuren von Spaltbarkeiten. In der *Kokscharowschen* Aufstellung laufen diese Spaltbarkeiten $\langle 010 \rangle$, $\langle 110 \rangle$, $\langle 001 \rangle$ parallel, während die Tafelfläche $\langle 100 \rangle$ ist. Die Härte ist $5\frac{1}{2}$ —6, das spezifische Gewicht wird zu 3,87 bis 4,08 angegeben, beide Größen sind also wenig verschieden von denjenigen der zwei anderen Modifikationen von TiO_2 .

Physikalische Eigenschaften: Brookit ist optisch zweiachsig positiv. Die spitze Bisektrix n_γ ist parallel $[100]$ (*Kokscharow*). Während jedoch die Achsenebene für rotes Licht parallel (001) liegt, ist sie für grünes und blaues Licht meist parallel (010) . Bei tiefen Temperaturen liegt die optische Achsenebene für alle Farben in (010) . Der Achsenwinkel sowie die Dispersion sind im übrigen sehr variabel. Die nachstehenden Daten gelten daher nur für das näher untersuchte Beispiel (Brookit von Pregratten).

λ	486	532	534	555	589	592	661	670	691 $\mu\mu$
2 E	ca. 70°	$38^\circ 7'$	$33^\circ 48'$	0°	$30^\circ 16\frac{1}{2}'$	$28^\circ 56'$	$50^\circ 45'$	$55^\circ 2\frac{1}{2}'$	$58^\circ 22'$
Achsenenebene	(010)				(001)				

Die Brechungsindizes besitzen ungefähr die Werte (Brookit von Tremadoc):

	n_α	n_β	n_γ
Na-Licht	2,5832	2,5856	2,7414
Li-Licht	2,5408	2,5418	2,6444

Der Pleochroismus ist im allgemeinen in gelben bis braunen Tönen schwach. Im Ultravioletten liegt bei $0,38 \mu$ ein Absorptionsmaximum.

Die Dilatationskoeffizienten bei $17,5^\circ$ lauten für die

a-	b-	c-Achse
$1449,38 \cdot 10^{-8}$	$1920,29 \cdot 10^{-8}$	$2204,89 \cdot 10^{-8}$

Die spezifische Wärme liegt zwischen 16° und 47° um 0,16.

Spezielle Morphologie: Die übliche *Kokscharowsche* Aufstellung ergibt das Achsenverhältnis $0,84158 : 1 : 0,94439$ mit den Winkeln:

$(110)/(\bar{1}10)$	$(120)/(010)$	$(210)/(100)$	$(102)/(100)$	$(122)/(\bar{1}1\bar{2})$	$(122)/(100)$
$80^\circ 10'$	$30^\circ 43'$	$22^\circ 49'$	$60^\circ 42\frac{1}{4}'$	$44^\circ 46'$	$67^\circ 48\frac{1}{2}'$

Die wichtigsten Formen des morphologisch außerordentlich eigenartigen Minerals sind: $\langle 100 \rangle$, $\langle 122 \rangle$, $\langle 110 \rangle$, $\langle 021 \rangle$. Noch relativ häufig und mit deutlichen Flächen treten auf: $\langle 001 \rangle$, $\langle 104 \rangle$, $\langle 010 \rangle$, $\langle 210 \rangle$, $\langle 102 \rangle$. Daran schließen sich an: $\langle 112 \rangle$, $\langle 322 \rangle$, $\langle 012 \rangle$, $\langle 043 \rangle$, $\langle 134 \rangle$, $\langle 111 \rangle$ und eine Reihe von Formen mit zum Teil bereits ziemlich komplizierten Indizes. Die Kristalle (Fig. 287) sind vorzugsweise dünn- bis dicktafelig nach $\langle 100 \rangle$, etwas gestreckt nach der Vertikalen und darnach zugespitzt. Streifung nach der Zone $[001]$ durch Auftreten von Prismen neben $\langle 100 \rangle$ ist recht häufig. Die Prismenflächen können auch $\langle 100 \rangle$ ganz zurückdrängen. Das führt dann über zum kurzprismatischen Habitus mit bipyramidaler Endbegrenzung. Als Bipyramide dominiert $\langle 122 \rangle$ weit aus. Sie kann, wie bei den sogen. Arkansiten (Brookitvarietät von Arkansas), herrschende Form werden. Die Kombination mit $\langle 110 \rangle$ er-

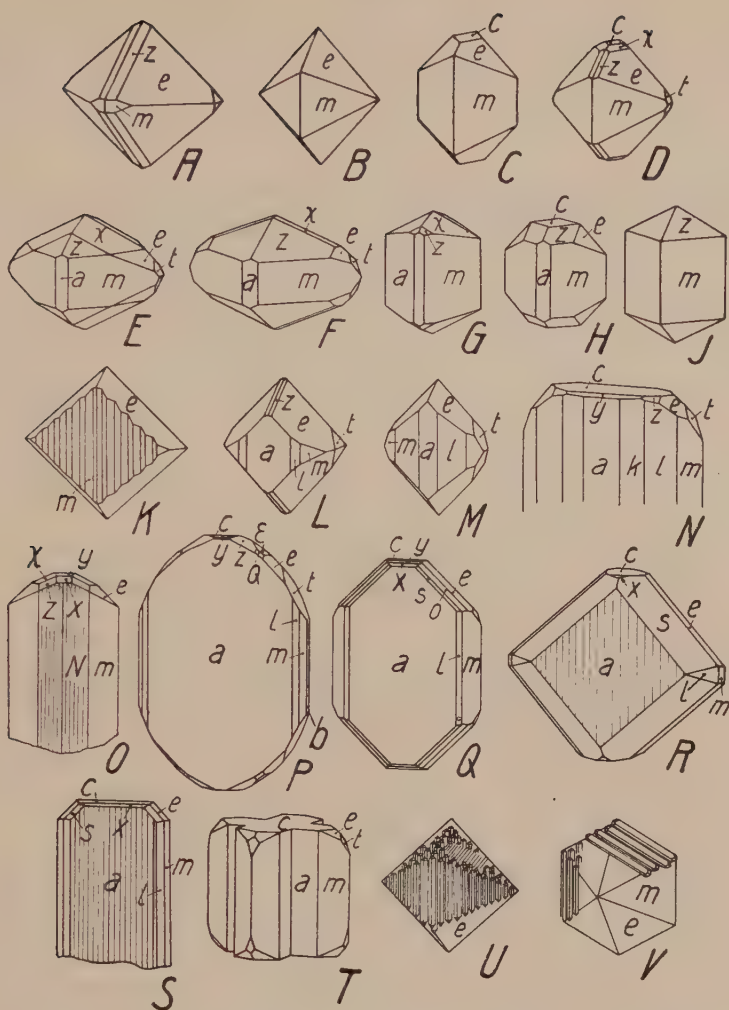


Fig. 287. Brookit. $a \langle 100 \rangle$, $N \langle 710 \rangle$, $k \langle 410 \rangle$, $l \langle 210 \rangle$, $m \langle 110 \rangle$, $b \langle 010 \rangle$, $t \langle 021 \rangle$, $c \langle 001 \rangle$, $y \langle 104 \rangle$, $x \langle 102 \rangle$, $e \langle 122 \rangle$, $o \langle 111 \rangle$, $s \langle 322 \rangle$, $z \langle 112 \rangle$, $\chi \langle 124 \rangle$, $\varepsilon \langle 134 \rangle$, $Q \langle 234 \rangle$. Fundorte: A—M, U, V Magnet Cove, Arkansas; N Indian Ladder, N. Y.; O Ural; P Maderanertal; Q Veltlin; R S La Meije; T Grieserthal. Die herrschende bis selbständige Bedeutung von $\langle 122 \rangle$ charakterisiert den sogen. Arkansittypus (A und folg.). Durch den Hinzutritt von m entstehen Kombinationen, welche u. U. wie hexagonale Bipyramiden aussehen mit $[010]$ als Pseudohexagyre. Es ist nämlich einerseits $110:122 = 45^\circ 42'$, $122:122 = 45^\circ 23'$ und andererseits $110:110 = 80^\circ 10'$, $122:122 = 78^\circ 57'$. C leitet zur prismatischen Ausbildung über, an der e vielfach durch z verdrängt ist (C—J). Alternierende Entwicklung der m -Flächen kann zu einer gestreiften Scheinfläche parallel $\langle 100 \rangle$ führen (K) und beweist die Wichtigkeit der $[001]$ -Zone, die an den Figuren L—Q (insbesondere N) durch die Anwesenheit mehrerer Prismen dritter Stellung sofort ersichtlich wird. Diese Kombinationen bilden auch den Übergang zu den nach $\langle 100 \rangle$ tafeligen, ja papierdünnen Kristallen, welche für die alpinen Vorkommnisse so charakteristisch sind. Bei den Kristallen aus dem Maderanertal ist die Mittellinie parallel der c -Achse oft durch eine eigentümliche schwarze Zeichnung hervorgehoben. Eine zwillingsartige Verwachsung, deren Gesetz indessen nicht einwandfrei sichersteht, zeigt T. U und V sind Paramorphosen von Rutil nach Brookit. $\langle 100 \rangle$ und $[001]$ von Rutil sind $\langle 100 \rangle$ und $[001]$, bzw. $[011]$ von Brookit parallel.

innert etwas an Pyritoktaeder kombiniert mit $\langle 210 \rangle$. Durchdringungszwillinge nach $(hk0)$ sind selten. Da nach der Tafelfläche keine Spaltbarkeit verläuft und der Habitus auch ein völlig isometrischer sein kann, darf man Brookit nicht zu den Mineralien vom eigentlich planaren Typus rechnen.

Betrachtet man die Projektionsfigur 288, so erkennt man, daß trotz des angenähert kubischen Achsenverhältnisses die zonale Entwicklung eine durchaus ungewöhnliche ist. Neben den Hauptzonen, die den kristallographischen Achsen entsprechen, sind Zonen $[201]$, $[230]$, $[203]$, $[401]$ wichtiger als $[101]$. Nur die zur a-Achse senkrechten Zonen $[011]$, $[021]$, $[012]$ folgen in normaler Weise aufeinander. Sehr gut besetzt sind u. a. auch die Zonen $[221]$. Die Flächenentwicklung läßt das Gebiet der Hauptform ziemlich frei, nur in der Zone $\{001\}$ häufen sich in der Nähe von $\langle 100 \rangle$ die vizinalen Prismen. Da unter den Bipyramiden zudem $\langle 122 \rangle$ stark dominiert, hat man von jeher auch eine zweite Aufstellung mit doppelter a-Achse benutzt.

Fedorow hat in natürlicher Konsequenz diese doppelte a-Achse zur neuen c-Achse gewählt und gleichzeitig die b-Achse zur a-Achse, die c-Achse zur b-Achse gemacht.

Es gelten also folgende Transformationen:

<i>Kokscharow</i>	$[200]$	$[010]$	$[001]$	(122)	(hkl)
<i>Fedorow</i>	$[001]$	$[100]$	$[010]$	(111)	$(k \cdot 1 \cdot 2h)$

Fig. 289 gibt die Projektion nach der *Fedorowschen* Aufstellung. Es zeigt sich, wie jetzt das Bild ein viel symmetrischeres, „hypokubisches“ ist, trotzdem die c-Achse um mehr als $1\frac{1}{2}$ mal so groß ist wie die zwei anderen Achsen. Die zonalen Beziehungen haben sich sehr vereinfacht, währenddem die Flächensymbole nur zum Teil einfacher geworden sind. Hauptzonen sind natürlich nach wie vor die Achsenzonen, unter denen jetzt $[010]$ dominiert. Daneben aber treten neben $[011]$ und $[110]$ besonders $[021]$, $[012]$, $[201]$, $[210]$, $[120]$, ferner $[211]$ und partiell auch $[111]$ hervor. Das erweckt den Eindruck, als ob die Hauptbindungen jetzt ein einfaches Gitter bilden würden. Durch das Zurücktreten von $\langle 101 \rangle$, $\langle 011 \rangle$, $\langle 110 \rangle$ und das Hervortreten von $\langle 102 \rangle$, $\langle 210 \rangle$, $\langle 021 \rangle$ ergibt sich in der zonalen Entwicklung eine große Ähnlichkeit mit der Pyritgruppe. Trotz relativ langer c-Achse ist also eine engere morphologische Verwandtschaft mit dem tetragonal tafeligen Typus nicht zu konstatieren. Zweifellos müssen diese phänomenologisch erkennbaren Gesetzmäßigkeiten strukturelle Äquivalente haben. Dabei wäre an sich nicht notwendig, daß das Translationsverhältnis dem *Fedorowschen* Achsenverhältnis entspricht, im *Kokscharowschen* Elementarparallelepiped ist durch Kantenzentrierung (b- und c-Achse) und durch Flächenzentrierung (100-Ebene) mit gleichwertigen, aber nicht parallelgestellten Massenteilchenkomplexen ein ähnlicher Effekt möglich. Eigene strukturelle Untersuchungen scheinen indessen das *Fedorowsche* Achsenverhältnis als das Verhältnis der Identitätsabstände zu bestätigen (8 Moleküle im Elementarparallelepiped).

Von Wichtigkeit für die strukturelle Deutung ist auch der Umstand, daß Paramorphosen von Rutil nach Brookit bekannt sind. Die durch Kombination von $\langle 122 \rangle$ und $\langle 110 \rangle$ (der *Kokscharowschen* Symbolisierung) oft scheinbar hexagonal bipyramidalen Arkansite zeigen nämlich nicht selten flecken- und strichweise verteilte, glänzende und matte Partien. Dieser Moiréglanz wird durch viele Rutilprismen hervorgerufen, die gewöhnlich so stehen, daß (100) des Rutil mit (100) des Brookites zusammenfällt und die c-Achsen einander parallel sind (Brookit

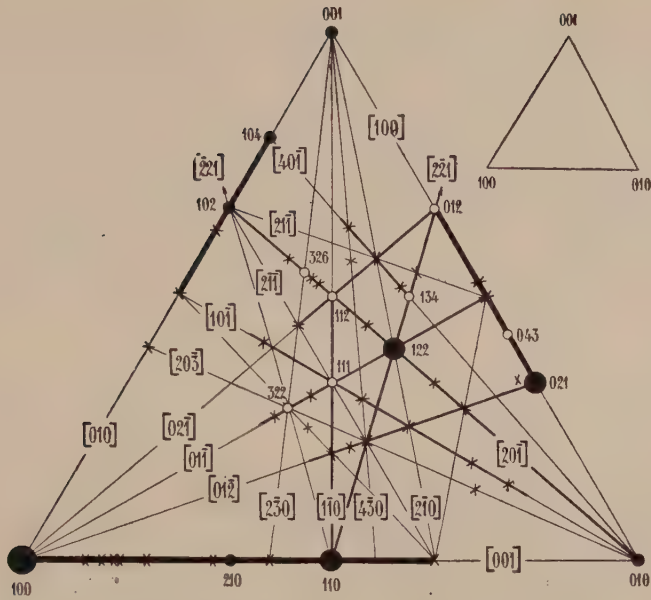


Fig. 288. Schematische Dreiecksprojektion der Flächen und Zonen von Brookit in der gewöhnlichen Aufstellung.

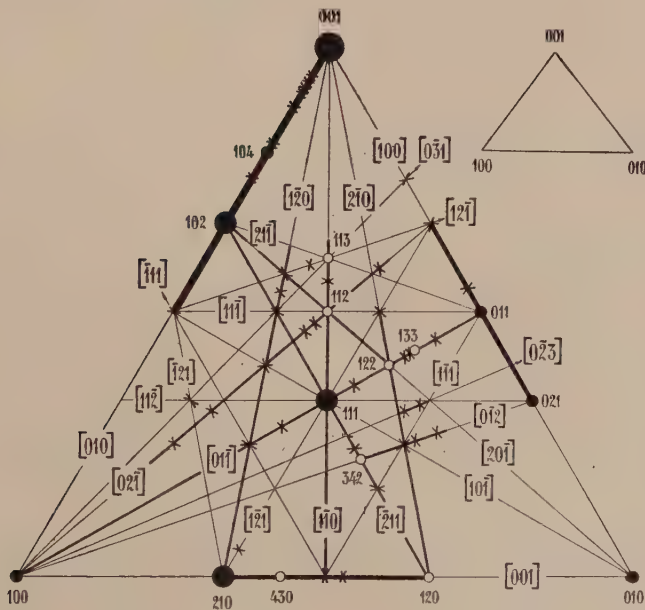


Fig. 289. Die Flächen und Zonen von Brookit in der *Fedorowschen* Aufstellung zeigen eine unverkennbare Analogie zu Pyrit (vergl. Fig. 13). Die wichtigsten Formen sind in pseudokubischer Deutung der Würfel, das Oktaeder und das Pentagondodekaeder.

immer auf das *Kokscharowsche* Verhältniß bezogen). Auf $\langle 122 \rangle$ können die Rutilprismen auch so liegen, daß ihre c-Achse parallel der Kante $[011]$ von Brookit verläuft. Der Kern solcher Kristalle kann bereits ganz in Rutil umgewandelt sein.

Daß zwischen Rutil, Anatas und Brookit enge dimensionelle Analogien vorhanden sind, mag folgende Zusammenstellung zeigen, wobei wir für Brookit ein *Kokscharowsches* Parallelepiped mit vier Molekülen TiO_2 wählen (Angaben in Angströmeinheiten).

	[100]	[010]	[001]	[110]	{101}	[011]	Kürz. Abst. Ti-Ti des El.-Parall.
Rutil	4,52	4,52	2,91	$2 \times 2,26$	$2 \times 1,46$	$2 \times 1,46$	2,91
Anatas	5,27	5,27	9,37	$2 \times 3,72$	$2 \times 5,37$	$2 \times 5,37$	3
	$= 2 \times 2,63$	$= 2 \times 2,63$	$= 2 \times 4,68$				
Brookit	5,40	5,09	9,10	$2 \times 3,71$	$2 \times 5,29$	$2 \times 5,21$?
	$= 2 \times 2,70$	$= 2 \times 2,55$	$= 2 \times 4,55$				

Chemische Verhältnisse und Vorkommen: Wie schon die Farben zeigen, ist Brookit kaum je reines TiO_2 . Fast immer sind ein bis mehrere Gewichtsprocente Fe_2O_3 beigemischt. Interessant ist, daß alle drei Mineralien: Brookit, Anatas, Rutil sozusagen nebeneinander vorkommen können. Bereits die erwähnten Paramorphosen von Rutil nach Brookit zeigen indessen, daß dieser komplizierte Bautypus an sich kaum stabil ist. Brookit findet sich in den Drusen der alpinen Zerrklüfte und hier fast stets tafelig nach $\langle 100 \rangle$. Der Arkansit ist vermutlich ein Kontakt-mineral. Brookittäfelchen sind auch in Edelseifen, Tuffen, zersetzten Eruptivgesteinen und metamorphen Gesteinen hie und da anzutreffen.

2. Blätterige und stengelig-blätterige bis vorwiegend stengelige Gruppe komplexer Pseudosymmetrie von an sich niedriger Symmetrie

Da sich in den hierhergehörigen Mineralien weder ein rein tafeliger noch rein stengeliger Typus ausbilden konnte, ist die Kombination beider Typen (gewissermaßen als Mischtypus) recht häufig. Die Mineralien zeigen dann nach einer Pinakoidalfläche besonders ausgezeichnete Spaltbarkeit, sind aber nach einer oder mehreren, in der Spaltfläche liegenden Richtungen vorzugsweise stengelig entwickelt. Dadurch, daß in der an sich niedrig symmetrischen Spaltfläche wenige gleichwertige, ausgezeichnete Richtungen vorhanden sind, ist die Entwicklung nach singulären Zonen der Hauptfläche möglich. Wie auf diese Weise der Übergang von vorzugsweise tafeliger zu vorzugsweise stengeliger Ausbildung zu denken ist, zeigt am besten die Mineralreihe Gips—Disthen—Epidot. Die an sich so eigenartigen Mineralien dieser Subgruppe sind somit wichtige Glieder in der ganzen morphologischen Entwicklungsreihe. Sie lassen erkennen, daß sowohl rein tafelige wie rein stengelige Modalitäten nur bei den im engeren Sinne hypohexagonalen oder hypo-

tetragonalen Mineralien auftreten können und daß Abweichungen von diesen Bautypen auch sofort die dort ausgesprochenen Unterschiede beider Modalitäten verwischen. Die tafeligen und stengeligen Modalitäten sind somit nicht das Primäre, die Pseudosymmetrie eines wirteligen Systemes verleiht ihnen erst ihre Selbständigkeit. Wir beginnen unsere Betrachtungen mit einem noch etwas hypokubischen Mineral, dem Auripigment, um dann an Hand der Reihe Gips—Disthen—Epidot—Staurolith—Lievrit die engen Beziehungen zwischen niedrigsymmetrischer, blätteriger und stengeliger Entwicklung darzulegen.

Auripigment (Rauschgelb) As_2S_3 . Monoklin pseudorhombisch

Spezielle Kennzeichen: Perlmutter- bis fettglänzendes, durchscheinendes bis durchsichtiges Mineral von zitron- bis orange-gelber Farbe. Strich hellgelb. Spezifisches Gewicht 3,4—3,5. Härte $1\frac{1}{2}$ —2. Milde, biegsame Spaltblättchen nach $\langle 010 \rangle$. Neben dieser ausgezeichneten Spaltbarkeit gibt es noch eine unvollkommene nach $\langle 100 \rangle$. Gleit-ebene ist $\langle 001 \rangle$.

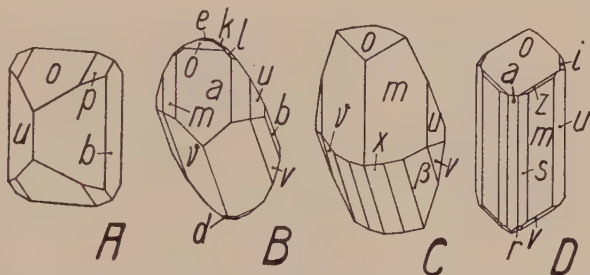


Fig. 290. Auripigment. a $\langle 100 \rangle$, s $\langle 320 \rangle$, m $\langle 110 \rangle$, u $\langle 120 \rangle$, b $\langle 010 \rangle$, l $\langle 023 \rangle$, o $\langle 101 \rangle$, e $\langle 103 \rangle$, d $\langle 103 \rangle$, p $\langle 111 \rangle$, v $\langle 121 \rangle$, β $\langle 232 \rangle$, $\nu = r$ $\langle 343 \rangle$, x $\langle 323 \rangle$, k $\langle 123 \rangle$, z $\langle 523 \rangle$, i $\langle 243 \rangle$. Die seltenen Kristalle erscheinen oft typisch rhombisch (A, Tajowa). Herrschende Zonen sind $[001]$ (besonders D, Allchar), dann aber auch $[101]$ (B und C, Utah). Der blätterige Charakter kommt namentlich an größeren, kristallographisch meist schlecht begrenzten Massen gut zur Geltung.

Physikalische Eigenschaften: Auripigment gehört zu den am stärksten doppelbrechenden Substanzen. Es ist optisch positiv mit großem Achsenwinkel. Für Li-Licht ergab sich ungefähr: $n_\alpha = 2,4$, $n_\beta =$ etwas größer als 2,72, n_γ viel größer als 2,8. Entsprechend der nahezu rhombischen Ausbildung fallen praktisch n_γ (oder n_β) und c zusammen. n_α steht senkrecht auf (010) . Starker Pleochroismus und starke Dispersion. Die optischen Untersuchungen widersprechen sich zum Teil und sollten erneut vorgenommen werden.

Die spezifische Wärme liegt bei gewöhnlicher Temperatur um 0,11. Die Löslichkeit (Anzahl g As_2S_3 pro 100 g Lösung) beträgt $17 \cdot 10^{-5}$ bei $18,5^\circ$. As_2S_3 schmilzt um 310° . Der Siedepunkt liegt bei 707° .

Spezielle Morphologie: Auripigment tritt meistens in schlecht begrenzten, erdigen, traubigen, körnigen oder blätterigen bis stengeligen Aggregaten auf. Die kurzsäuligen Kristalle (Fig. 290) ergeben nach *Stevanovič* folgende Konstanten: $a : b : c = 0,5962 : 1 : 0,6650$, $\beta = 90^\circ 41'$.

Winkelverhältnisse:

$(001)/(111)$	$(110)/(010)$	$(100)/(101)$	$(121)/(101)$	$(\bar{1}21)/(\bar{1}21)$	$(100)/(130)$
$54^\circ 41'$	$51^\circ 12'$	$41^\circ 35'$	$94^\circ 40'$	$83^\circ 32'$	$60^\circ 47'$

Zwei Hauptzonen treten hervor: 1. Die Zone $[001]$ mit $\langle 010 \rangle$, $\langle 100 \rangle$, $\langle 110 \rangle$, $\langle 120 \rangle$, $\langle 320 \rangle$, $\langle 160 \rangle$, $\langle 710 \rangle$. 2. Hier und da die

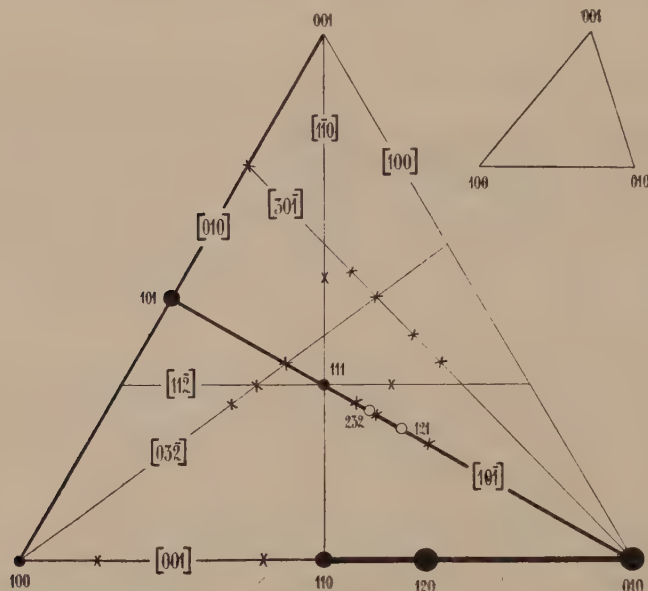


Fig. 291. Die Flächen und wichtigsten Zonen von Auripigment in rhombischer Symbolisierung, d. h. ohne Unterscheidung der beiden Projektionsdreiecke $100, 010, 001$ und $100, 010, 00\bar{1}$.

Zone $[101]$ mit $\langle \bar{1}11 \rangle$, $\langle \bar{2}32 \rangle$, $\langle \bar{1}21 \rangle$, $\langle \bar{3}43 \rangle$, $\langle \bar{3}23 \rangle$, $\langle \bar{2}52 \rangle$, $\langle \bar{5}85 \rangle$. Sehr häufig ist die Entwicklung eine durchaus rhombische, doch mag dies auf Zwillingsbildung nach (100) beruhen. Neben $\langle 010 \rangle$, $\langle 120 \rangle$, $\langle 110 \rangle$ gehört $\langle 101 \rangle$ zu den charakteristischen Formen.

Einige in der Projektionsfigur 291 eingezeichnete neue Formen machen es wahrscheinlich, daß die jetzige Aufstellung nicht die zweckmäßigste ist. Die Zonen $[301]$ und $[032]$ sollten einfachere Symbole haben.

Auripigment hat mit Antimonit manche physikalisch-morphologischen und entwicklungsmorphologischen Züge gemein. In der zumeist (so auch hier) angenommenen Einheitsflächenwahl erscheint indessen die b -Achse fast doppelt so groß.

Chemische Verhältnisse: Beim Erhitzen wird Auripigment zum Teil in Realgar umgewandelt. An der Luft oxydiert es sich oft zu As_2O_3 . Andererseits kann Auripigment durch Sulfurierung aus Arsen entstehen. Pseudomorphosen von Argentit nach Proustite sind hie und da von Auripigment begleitet. Im übrigen ist Auripigment ein steter Begleiter von Realgar, aus dem es sich recht häufig nachträglich entwickelt hat.

Gips $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$. Monoklin holoeidisch

Spezielle Kennzeichen: Gips tritt auf: in Einzelkristallen, Zwillingen, Kristalldrusen, außerdem in faserigen, blätterigen, strahlig-blätterigen, rosettenartigen, körnigen bis dichten Aggregaten. Die feinkörnigen bis dichten Aggregate von weißer, gelblicher bis rötlicher Farbe werden Alabaster genannt; Perl-gips ist ein spätig-körniges bis blätteriges, Faser- oder Seidengips ein faseriges Aggregat. Gipsmassen sind oft stark gefältelt, oder die Kristalle sind einzeln gebogen bis schlangenförmig gewunden. Die Einzelkristalle sind farblos durchsichtig oder schwach grau, fleischrot, honiggelb, ockergelb, blau gefärbt. Durch Verunreinigungen entstehen rotbraune bis schwarze, undurchsichtige Kristalle. Einlagerungen von Ton sind nicht selten. Erdig-weiß, opak sind manche Alabaster. Der Strich ist stets weiß. Gips ist nach der Symmetrieebene, das heißt nach $\langle 010 \rangle$, ausgezeichnet spaltbar, ähnlich wie Glimmer. Die perlmutterglänzenden Spaltblättchen sind jedoch nicht so elastisch biegsam. Bedeutend schlechter als nach $\langle 010 \rangle$ ist die Spaltbarkeit nach $\langle 100 \rangle$; der diesbezügliche Bruch ist uneben bis muschelrig. Ein sogenannter Faserbruch parallel $\langle 101 \rangle$ resultiert bei Spaltung nach dem Prisma $\langle 111 \rangle$. In gewissen Varietäten ist eine Spaltbarkeit (oder Gleitung?) nach $\langle 103 \rangle$ angedeutet. Die Härte ist gering, $1\frac{1}{2}$ —2, und deutlich von der Richtung abhängig. Das spezifische Gewicht liegt zwischen 2,31 und 2,33.

Physikalische Eigenschaften: Das Mineral ist optisch positiv mit (010) als Achsenebene. Es besitzt also geneigte Dispersion. n_γ bildet auf (010) im stumpfen Winkel β mit der kristallographischen c-Achse folgende Winkel bei $18,5^\circ\text{C}$:

$\lambda =$	430	490	530	597	643	700 $\mu\mu$
$n_\alpha/c =$	$51^\circ 2'$	$51^\circ 29\frac{1}{2}'$	$51^\circ 48'$	$51^\circ 53'$	$51^\circ 48'$	$51^\circ 37'$

Der Winkel der optischen Achsen liegt bei Zimmertemperatur in der Nähe von 60° mit $\rho > 0$. Beim Erwärmen wird der Achsenwinkel rasch kleiner und erreicht in der Nähe von 90°C für einzelne λ -Werte sukzessiv den Wert 0. Oberhalb diesen „Einachsigkeitstemperaturen“ liegt die Achsenebene normal zu (010) . Für Gips von Eisleben sind beispielsweise folgende Einachsigkeitstemperaturen (t) gefunden worden:

$\lambda =$	435	488	538	600	631	667	702 $\mu\mu$
t in $^\circ\text{C} =$	87,6°	89,9°	90,9°	90,6°	90,15°	89,25°	88,75°

Die Abhängigkeit der Brechungsindizes von λ und t geht aus folgender Zusammenstellung hervor:

Spektrallinie	n_α		n_β		n_γ	
	12°	105°	12°	105°	12°	105°
C	1,5184	1,5160	1,5207	1,5164	1,5276	1,5249
D	1,5207	1,5184	1,5230	1,5188	1,5299	1,5274
F	1,5262	1,5239	1,5285	1,5243	1,5355	1,5330
G	—	1,5285	—	1,5289	—	1,5377
H_γ	1,5303	—	1,5328	—	1,5400	—

Genauere Bestimmungen über die Dispersion der Doppelbrechung führten zu folgenden Werten (Temperatur = 18,2° C):

$$\begin{array}{rclcl}
 \lambda = & 731,4 & 520 & 431,6 & 417,6 \mu\mu \\
 n_\gamma - n_\alpha = & 0,008798 & 0,009174 & 0,009345 & 0,009377 \\
 \lambda = & 751,9 & 576,3 & 457,3 \mu\mu \\
 n_\beta - n_\alpha = & 0,001906 & 0,002110 & 0,002061
 \end{array}$$

Eine 59,0 μ dicke Gipsplatte \parallel (010) weist bei $\lambda = 540 \mu\mu$ einen Gangunterschied von $540 \cdot 10^{-6}$ mm auf.

In der Zone [001] liegt das Maximum des Auslöschungswinkels bezogen auf [001] in (010), die Bisektriciendispersion ist jedoch am größten für eine Ebene, die um ungefähr 80° gegen (010) geneigt ist. Auf (111) ist die Dispersion eine normale, und der Auslöschungswinkel gegenüber der Kante [101] ungefähr 74°. Auf (010) ist bei 20° C gegenüber [101], das heißt gegenüber der Kante (111)/(010), die Auslöschungsschiefe von n_γ' für die D-Linie $75\frac{1}{2}^0$, gegenüber dem Faserbruch [101] jedoch nur etwa 14—15°.

Reflexionsmaxima treten im Ultraroten auf bei 8,74 μ für Schwingungen parallel n_α und bei 8,62 μ für Schwingungen parallel n_γ .

Die Lage der dielektrischen Hauptachsen (und ähnlich die Lage der optischen Symmetrieachsen im Ultraroten) ist eine derartige, daß auf (010) gegenüber dem Faserbruch Auslöschungswinkel von +23° bis +27°, bzw. von -67° bis -63° auftreten. Als Hauptdielektrizitätskonstanten in (010) wurden bestimmt: $\epsilon_{\max} = 11,6$, $\epsilon_{\min} = 5,4$ für langwellige Quecksilberdampfstrahlung. Die „Doppelbrechung“ ist also eine große.

Für $\lambda = 75$ cm werden noch folgende Dielektrizitätskonstanten angegeben: $\epsilon_I = 9,92$, $\epsilon_{II} = 5,04$, $\epsilon_{III} = 5,15$. Der Winkel zwischen ϵ_I und c ist dabei = 102° 5'.

Die mittlere magnetische Suszeptibilität, bezogen auf die Volumeinheit, wurde für eine Richtung in (010) zu $-0,81 \cdot 10^{-6}$ bestimmt.

Das Verhältnis der Hauptachsen für die Wärmeleitfähigkeit ist 1:0,8:0,65, wobei die Hauptachsen der größten und kleinsten Leitfähigkeit in (010) liegen. Als absolute mittlere Wärmeleitfähigkeit ergibt sich 0,003.

Die spezifische Wärme zwischen 10° und 100° beträgt 0,27.

Die Hauptdilatationen für Gips sind bei 40° C die folgenden:

$$\lambda_1 \cdot 10^8 = 157 \quad \lambda_2 \cdot 10^8 = 2933 \quad \lambda_3 \cdot 10^8 = 4163.$$

Daraus berechnet sich der kubische Ausdehnungskoeffizient zu 0,00007253. Als Achsenverhältnisse für verschiedene Temperaturen wurden berechnet:

t in C°	a : b : c	$\angle \beta$
0°	0,6897 : 1 : 0,4134	98° 56'
50°	0,6893 : 1 : 0,4131	99° 00'
100°	0,6886 : 1 : 0,4127	99° 3 $\frac{1}{2}$ '

Die Kompressibilität wurde bestimmt zu $2,5 \cdot 10^{-6}$ cm²/Megabar.

Die Dehnungsmoduln zeigen für die verschiedenen Richtungen parallel der Symmetrieebene eine sehr große Verschiedenheit: $E_{\max} = 8870$, $E_{\min} = 3130$ kg/mm². Die Richtung des Maximums geht durch den spitzen Winkel β und bildet mit der a-Achse einen Winkel von 13°. E_{\min} liegt im stumpfen Winkel β und ist zur c-Achse unter etwa 13 $\frac{1}{2}$ ° geneigt.

Als Gleitflächen fungieren bei Gips die (010)-Ebenen mit [001] als Gleitrichtung. Dadurch erscheinen oft die $\langle 111 \rangle$ -Flächen streifig nach (010). Biegung erfolgt um eine Richtung \perp zu [001]. Auch torquierbar ist Gips um [001], Drehungen lassen sich bis zu 60° ausführen, besonders bei Gips, der nach der c-Achse faserig ist. Es mag sein, daß das Eigenartige des sogenannten Faserbruchs zum Teil durch Translationen bedingt ist. Vermutlich geht auf (010) eine zweite Translationsrichtung der Kante [301] parallel. Bei sehr tiefen Temperaturen verschwindet diese Plastizität von Gips fast völlig, bereits bei der Temperatur der flüssigen Luft können tadellos ebene Spaltflächen nach $\langle 111 \rangle$ erhalten werden, das heißt, die sonst den Faserbruch charakterisierenden Verbiegungen fehlen.

Präzisionsmessungen ergaben als Röntgenperiode für (010) den Wert 7,5776 Angströmeinheiten.

Spezielle Morphologie: Das monoklin holoedrische Mineral wird gewöhnlich auf folgendes Achsenverhältnis (*Beckenkamp*) bezogen:

$$a : b : c = 0,6895 : 1 : 0,4134 \quad \angle \beta = 98^\circ 58'.$$

$$\angle (110)/(010) \quad (110)/(\bar{1}\bar{1}0) \quad (111)/(\bar{1}\bar{1}\bar{1}) \quad (\bar{1}\bar{1}\bar{1})/(\bar{1}\bar{1}\bar{1}) \quad (110)/(111) \quad (011)/(\bar{0}\bar{1}\bar{1}) \\ 55^\circ 44\frac{1}{2}' \quad 68^\circ 31' \quad 36^\circ 41' \quad 41^\circ 19\frac{1}{2}' \quad 48^\circ 56' \quad 44^\circ 24\frac{1}{2}'$$

Der Prismenwinkel (110)/($\bar{1}\bar{1}0$) ist von 60° nicht allzu abweichend, so daß Anklänge an eine hypohexagonale Ausbildung vorhanden sind. Die Hauptwachstumsformen sind $\langle 010 \rangle$, $\langle 110 \rangle$, $\langle 111 \rangle$ und $\langle 11\bar{1} \rangle$. Dazu kommen $\langle 011 \rangle$, $\langle 10\bar{3} \rangle$, $\langle 100 \rangle$, $\langle 120 \rangle$. Die Zone der Vertikalprismen ist oft sehr gut entwickelt mit $\langle 230 \rangle$, $\langle 470 \rangle$, $\langle 250 \rangle$, $\langle 130 \rangle$, $\langle 140 \rangle$ usw. Die Streifung nach [001] ist dann deutlich erkennbar. Streifungen und Krümmungen von Kristallflächen sind bei Gips überhaupt sehr häufig. Manche Formen wie $\langle 001 \rangle$ und $\langle 10\bar{1} \rangle$ sind oft nur als Segmente solcher gekrümmten Zonenstücke bestimmbar. Neben den durch die Hauptformen gegebenen Zonen [001], $[10\bar{1}]$, [101] treten als an Vizinalflächen reiche Zonen insbesondere [011], [010], $[1\bar{1}0]$ hervor. Deutlich erkennbar ist aus der Projektionsfigur 292, in der u. a. auch die Formen $\langle 11\bar{3} \rangle$, $\langle 234 \rangle$, $\langle 13\bar{3} \rangle$, $\langle 12\bar{1} \rangle$, $\langle 13\bar{1} \rangle$, $\langle 104 \rangle$, $\langle 443 \rangle$, $\langle 103 \rangle$ eingetragen sind, daß die Flächen sich an gewissen Stellen häufen, während andere Teile sehr flächenarm sind.

Der Habitus (Fig. 293) ist variabel. Eine verbreitete Kombination ist $\langle 010 \rangle$, $\langle 110 \rangle$, $\langle 111 \rangle$. Die beiden Prismen $\langle 110 \rangle$ und $\langle 111 \rangle$ lassen sich auf Grund der ganz verschiedenen Winkel immer leicht voneinander

unterscheiden. Diese Kombination ist meist dicktafelig nach $\langle 010 \rangle$ mit Streckung nach $[001]$ oder $[101]$. Tritt zu diesen drei Formen noch $\langle 11\bar{1} \rangle$ hinzu, so werden die Kristalle meist dickprismatisch nach der c-

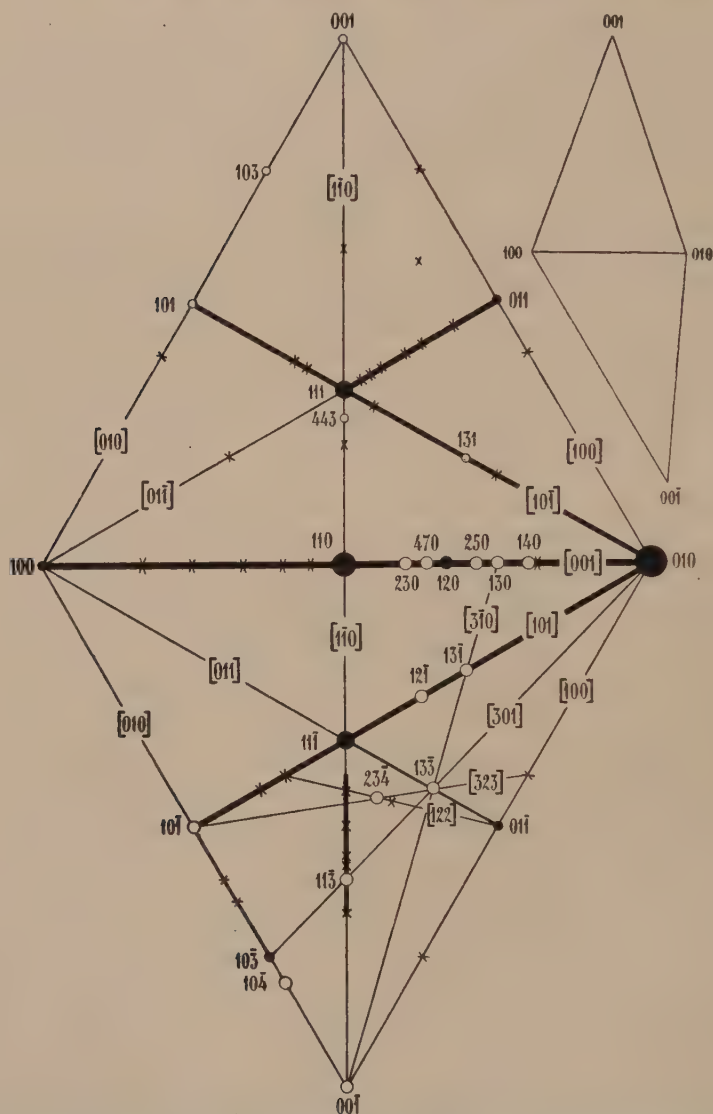


Fig. 292. Schematische Dreiecksprojektion der Flächen und Hauptzonen von Gips.

Achse. $\langle 100 \rangle$ und verschiedene $\langle hk0 \rangle$ -Formen ergeben weitere Komplikationen. Auch nach $\langle 111 \rangle$ prismatische Kristalle sind verbreitet. Zu gekrümmten Flächen vereinigen sich in der Zone $[011\bar{1}]$ von $\langle 111 \rangle$ bis $\langle 122 \rangle$ oft eine ganze Reihe von Einzelsegmenten. Linsenförmig sind die Gipskristalle besonders beim Zurücktreten von $\langle 010 \rangle$ und $\langle 110 \rangle$ und bei

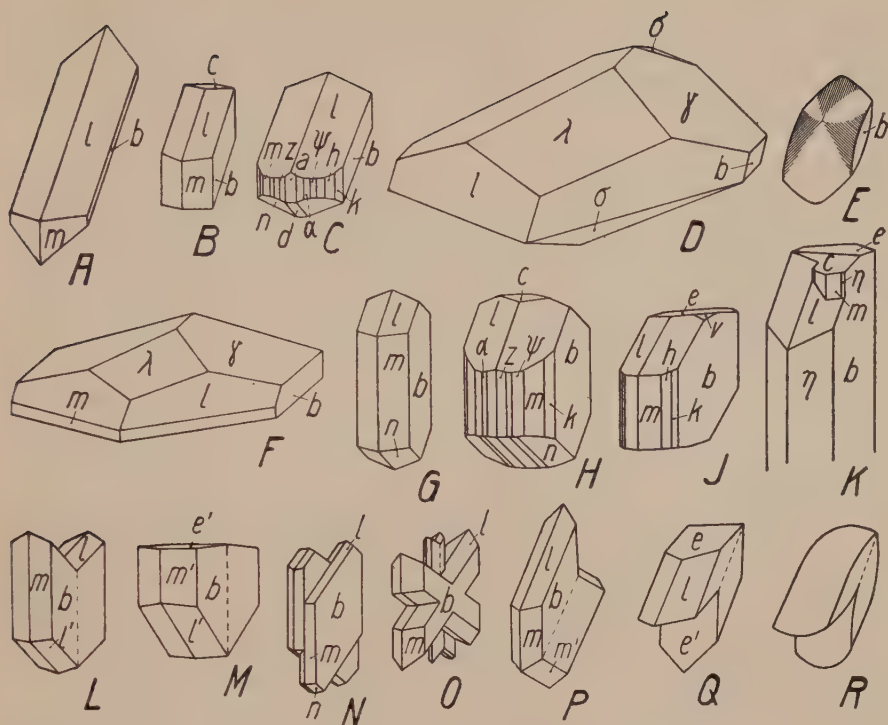


Fig. 293. Gips. $a \langle 100 \rangle$, $z \langle 310 \rangle$, $\alpha \langle 210 \rangle$, $\psi \langle 320 \rangle$, $m \langle 110 \rangle$, $\eta \langle 470 \rangle$, $h \langle 120 \rangle$, $k \langle 130 \rangle$, $b \langle 010 \rangle$, $\gamma \langle 023 \rangle$, $v \langle 011 \rangle$, $c \langle 001 \rangle$, $d \langle 101 \rangle$, $\lambda \langle 103 \rangle$, $e \langle 103 \rangle$, $l \langle 111 \rangle$, $n \langle 111 \rangle$, $\sigma \langle 234 \rangle$. Unter den überaus zahlreichen Fundorten seien erwähnt: Auteuil (N), Ballabio, Ital. (H), Bex, Schweiz (J), Bochnia (A), Kalinka (C), Paris (M, O), South Wash, Utah (K), Swoszowice (D, F), Wiederstädt (G). A ist die einfachste Gipskombination und zwar nach $[10\bar{1}]$ gestreckt. Ebenso häufig ist sie prismatisch durch Hervortreten von $[001]$ (vergl. L). Indem $110:1\bar{1}0 = 68^\circ 31'$, dagegen $111:1\bar{1}1 = 36^\circ 41'$, lassen sich m und l leicht auseinanderhalten und die Kristalle richtig orientieren. Von A unterscheidet sich B durch das Vorhandensein der Basis, C durch die überraschend reiche Entwicklung der $[001]$ -Zone (vergl. auch H und J). Flach linsenförmig sind D und F. Häufig erscheinen übrigens die Flächen gewölbt und verstärken dadurch das linsenartige Aussehen (E). Eine schöne und nicht zu seltene Kombination stellt G dar. e ist eine zur c -Achse wenig nach hinten geneigte Fläche, die auch bei K (hier beträchtlicher Habituswechsel vom großen zum kleinen Kristall) und M erscheint. L und M sind Kontakt-, N und O Penetrationszwillinge nach $\langle 100 \rangle$. N erinnert an gewisse Feldspatzwillinge nach dem Karlsbadgesetz. Bei O sind die Hauptkristalle nach $[10\bar{1}]$ gestreckt (vergl. A) und durcheinander gewachsen. Mit ihnen parallel und ebenfalls einen Durchkreuzungszwilling bildend sind die beiden nach $[001]$ gestreckten, schmalen und dünneren Individuen. P–R veranschaulichen die Zwillingsbildung nach $\langle 101 \rangle$. Wäre bei Q der einspringende Winkel von n statt von e -Flächen begrenzt, so hätte man die häufigste Gestalt der eigentlichen Schwalbenschwanzwillinge. R zeigt die gern linsenförmige Ausbildung der sog. „Pariser“zwillinge.

einer Abplattung nach den oft krummen $\langle h0\bar{l} \rangle$ -Flächen. $10\bar{3}$, $50\bar{9}$, $\langle 111 \rangle$ sind dann gerne herrschend. Aber auch in diesen Fällen kann die $[001]$ -Zone durch kleine, gestreifte Flächen gut bemerkbar sein. An solchen Kristallen sind z. B. die Kombinationen: $\langle 100 \rangle \langle 010 \rangle \langle 023 \rangle \langle 50\bar{9} \rangle \langle 23\bar{4} \rangle$ oder $\langle 111 \rangle \langle 010 \rangle \langle 11\bar{1} \rangle \langle 110 \rangle \langle 230 \rangle \langle 120 \rangle \langle 130 \rangle \langle 001 \rangle \langle 10\bar{3} \rangle$ usw. bestimmt worden. Bei parallelfaserigen Gipsaggregaten sind alle Fasern nach einer in $\langle 010 \rangle$ liegenden Richtung gestreckt, und zwar zeigen feinfaserige Aggregate keine merkliche Abweichung der Faserrichtung von der c-Achsenrichtung. Bei dickfaserigen Aggregaten treten alle möglichen Streckungsrichtungen innerhalb (010) auf. Je gröber die Faserung und je lockerer das Gefüge, um so größer die Schwankung in der Orientierung.

Gips ist sehr häufig verzwillingt, wobei sowohl Kontakt- wie Penetrationszwillinge auftreten. Als Zwillingsebenen fungieren die geraden Abstumpfungen der vorderen Flächen der Hauptprismen $\langle 110 \rangle$ und $\langle 111 \rangle$, also die Ebenen (100) und (101) . Die Zwillinge nach (100) zeigen da, wo am einen Ende $\langle 111 \rangle$ des einen Individuums $\langle 111 \rangle$ des anderen gegenübersteht, stark einspringende Winkel von ca. 105° . Die Richtungen des faserigen Bruches nach $\langle 11\bar{1} \rangle$ bilden in den beiden Individuen einen Winkel von ca. 131° miteinander. Das Einzelindividuum hat bei dieser Zwillingbildung meist tafeligen bis prismatischen Habitus. Kurze, dicksäulige Zwillinge nach $\langle 100 \rangle$ weisen die Formen $\langle 010 \rangle$, $\langle 110 \rangle$, $\langle 10\bar{3} \rangle$ oder $\langle 13\bar{3} \rangle$, $\langle 111 \rangle \pm \langle 100 \rangle$ auf, mit verschiedener Ausbildung der beiden Vertikalenden.

Bei linsenförmigen Kristallen, aber auch bei tafeligen Kristallen, gestreckt nach $[10\bar{1}]$, treten Zwillinge nach $\langle 101 \rangle$ recht häufig auf. Hier gehen oft $\langle 111 \rangle$ und $\langle 10\bar{3} \rangle$ fast kontinuierlich durch Krümmung ineinander über. Stehen sich in den beiden Einzelindividuen im einspringenden Winkel die Formen $\langle 11\bar{1} \rangle$ gegenüber, so bilden die Kanten $[10\bar{1}]$ einen Winkel von ca. 129° miteinander, während auf (010) die Faserbrüche den Winkel von $170\frac{1}{2}^\circ$, bzw. $9\frac{1}{2}^\circ$ einschließen. Zwillinge nach diesem Gesetz sehen oft schwalbenschwanzartig aus. Den Namen Schwalbenschwanzzwillinge benutzt man jedoch auch für Zwillinge nach $\langle 100 \rangle$ und nennt im speziellen die Zwillinge nach $\langle 101 \rangle$ Pariser- oder Mont-Martre-Zwillinge.

Überblicken wir die morphologischen Verhältnisse unter Benutzung der Figuren, so ergeben sich folgende charakteristischen Eigentümlichkeiten: Trotz ausgezeichneter pinakoidaler Spaltbarkeit ist Gips nicht in jeder Beziehung dem rein tafeligen Typus zuzuordnen. In der Spaltfläche sind noch besondere ausgezeichnete Richtungen, wie $[001]$, $[10\bar{1}]$, $[101]$ vorhanden, nach denen Streckungen oder gute Flächenentwicklungen auftreten. Die Kristalle sind auch schwach hypohexagonal, aber nicht mit (010) als Basis, sondern mit $\langle 010 \rangle$ als einer Prismenfläche. Daraus resultiert eine Entwicklung der Formen und Spaltflächen, wie sie für tafelige Kristalle nicht typisch ist. Die an sich niedrige Symmetrie und das Nichtzusammenfallen der Pseudohexagyre mit der

Normalen zur Hauptsplattfläche bedingen das besondere Verhalten von Gips. Es liegt gewissermaßen ein tafeliges und zugleich nach Richtungen in der Tafelfläche stengeliges Mineral vor. Die Hauptzonen und Hauptstrukturlinien liegen mit Ausnahme von $[110]$, $[010]$ und $[011]$ in der Hauptfläche; es sind $[001]$, $[10\bar{1}]$, $[101]$, $[301]$, $[100]$. Da die Zone $[010]$ bereits etwas zurücktritt, ist auch ihr hypohexagonales Gegenstück $[3\bar{1}0]$ nur schwach entwickelt.

Den Löslichkeitsverhältnissen entsprechend sind Ätz- und Lösungserscheinungen am Gips recht häufig wahrnehmbar, besonders auf $\langle 010 \rangle$, $\langle 110 \rangle$ und $\langle 111 \rangle$.

Chemische Verhältnisse und Vorkommen: Meist ist Gips fast reines $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$. Beim Erhitzen treten Umwandlungen in Anhydrit ($= \text{CaSO}_4$) oder in ein metastabiles Hydrat $2\text{CaSO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$ auf. In der Natur ist nur die erste Umwandlung als eigentlicher, neuer Mineralbildungsprozeß bekannt. Indessen zeigen Entwässerungsfiguren oft die Zwischenstadien der Halbhhydratbildung und der Bildung des sogenannten metastabilen „löslichen“ Anhydrites. Anhydrit geht seinerseits durch Wasseraufnahme in Gips über, wobei durch die Volumvermehrung infolge Wasserzufuhr Spannungen entstehen, die zu Verbiegungen und Fältelungen führen können. In regelmäßiger Verwachsung findet man Gips mit Aragonit. Pseudomorphosen von Aragonit nach Gips bilden den sogenannten Schaumkalk. Andere Umwandlungspseudomorphosen sind Anhydrit, Calcit, Coelestin nach Gips; zu den Verdrängungspseudomorphosen sind Malachit und Opal in Gipsform zu rechnen.

Gips, pseudomorph nach Anhydrit, Steinsalz und Calcit ist bekannt, auch tritt das Mineral als Versteinerungsmittel auf. Der natürlich vorkommende Gips ist in der Hauptsache aus wässerigen Lösungen relativ niedriger Temperaturen ausgeschieden oder aus Anhydrit durch Wasseraufnahme neugebildet worden. Die wässerigen Lösungen haben, wie das Meerwasser, von vornherein CaSO_4 in Lösung gehabt, oder es ist dieses in der Oxydationszone aus S-haltigen Mineralien gebildet worden. Bei der rein chemisch-sedimentären Bildung treten neben Ton auch Steinsalz und Anhydrit als wichtigere Begleitminerale auf. Gips, vergesellschaftet mit sulfidischen Erzen, Schwefel, Coelestin und Baryt, ist ein Mineral der Verwitterungszone oder der erdoberflächen-nahen Klüfte. Konkretionär tritt Gips in Kohlen, Tonen, Mergeln auf, imprägnativ in Wüstensanden. Schwefelwasserstoffhaltige Quellen und Thermen setzen bei Anwesenheit von Calcit und Zutritt von Sauerstoff Gips ab, und manche der schönsten Kristalle der mineralogischen Sammlungen sind Neubildungen aus Grubenwässern.

Disthen (Cyanit) $[\text{SiO}_5]\text{Al}_2$. Triklin holodrisch

Spezielle Kennzeichen: Disthen tritt in farblosen oder schwach bläulich bis grün gefärbten, meist breitstengeligen Einzelkristallen und Zwillingen oder in säuligen, strahligen und strahligblättrigen bis faserigen, meist weißlichen bis gelblichen Aggregaten auf, die durch kohlige

Beimengungen auch schwarz gefärbt sein können. Die losen Kristalle sind durchsichtig, glasglänzend und besitzen eine recht vollkommene Spaltbarkeit nach der zumeist herrschenden Form $\langle 100 \rangle$. Darauf ist dann etwa Perlmutterglanz wahrnehmbar. Weniger vollkommen ist die Spaltbarkeit nach $\langle 010 \rangle$, und nur undeutlich ist sie nach $\langle 011 \rangle$ wahrnehmbar. Eine Absonderung und Spaltbarkeit nach $\langle 001 \rangle$ besitzt oft faserigen Bruch. Die Ritzhärte ist in außerordentlichem Maße von der Richtung abhängig. Auf $\langle 100 \rangle$ ist sie parallel $[001]$ ungefähr $4\frac{1}{2}$, parallel $[010]$ jedoch $6\frac{1}{2}$. Auf $\langle 010 \rangle$ ist im Mittel der Wert 7 erkennbar. Das spezifische Gewicht ist 3,55—3,7.

Spezielle physikalische Eigenschaften: Disthen ist optisch negativ. n_α und die Ebene der optischen Achsen stehen fast senkrecht auf $\langle 100 \rangle$. Auf dieser Fläche bildet die Spur der Achsenebene mit $[001]$ einen Winkel von ungefähr 30° , die Spur geht durch den spitzen Winkel der Kanten $[001]/[010]$. Auf $\langle 010 \rangle$ ist der Winkel zwischen der einen Auslöschungsrichtung zur Kante ungefähr $7\frac{1}{2}^\circ$. Für Na-Licht lauten die Brechungsindizes: $n_\alpha = 1,717$; $n_\beta = 1,722$; $n_\gamma = 1,729$. $2V = 82^\circ$. Die Dispersion ist gering. Tiefblau gefärbte Kristalle sind schwach pleochroitisch, im Dünnschliff erscheint jedoch Disthen farblos. Im magnetischen Feld zeigen die stark gefärbten Disthene ein deutliches magnetisches Moment. Es liegt die Mittellinie der magnetischen Achsen ungefähr in der Ebene der optischen Achsen, sie bildet mit der optischen Mittellinie einen Winkel von $64\frac{1}{2}^\circ$. Wenn die magnetische Achsenebene senkrecht steht, so stellt sich ein an einem Faden aufgehängter Disthenkristall schon im magnetischen Feld der Erde in den magnetischen Meridian. Die wasserhellen Disthenkristalle sind nur schwach diamagnetisch.

Dünne Disthenblättchen parallel $\langle 100 \rangle$ sind nach der Richtung \perp zu $[001]$ leicht biegsam. Es ist also $\langle 100 \rangle$ Translationsfläche mit $[001]$ als Translationsrichtung. $\langle 001 \rangle$ ist Knickfläche. Spaltblättchen nach $\langle 100 \rangle$ und $\langle 010 \rangle$ lassen sich um $[001]$ leicht torquieren. Bei der Torsion bleiben $\langle 100 \rangle$ und $\langle 010 \rangle$ glatt, die Endflächen werden nach $\langle 100 \rangle$ streifig.

Spezielle Morphologie: Die gewöhnliche Aufstellung der Kristalle führt zu: $a:b:c = 0,8994:1:0,7090$. $\alpha = 90^\circ 5\frac{1}{2}'$; $\beta = 101^\circ 2'$; $\gamma = 105^\circ 44\frac{1}{2}'$ (v. Rath).

$\angle (010)/(001)$	$(001)/(100)$	$(100)/(010)$	$(100)/(110)$
$86^\circ 45'$	$78^\circ 30'$	$73^\circ 56'$	$34^\circ 17'$
$(100)/(\bar{1}\bar{1}0)$	$(110)/(\bar{1}\bar{1}\bar{1})$	$(110)/(011)$	$(110)/(001)$
$48^\circ 18'$	$42^\circ 43\frac{1}{2}'$	$55^\circ 56\frac{1}{2}'$	$80^\circ 28'$

Leise Anklänge an hypohexagonale Verhältnisse mit der Zone $[001]$ als hypohexagonaler Hauptzone sind vorhanden, indem $\angle (010)/(110) = 52^\circ 28'$ ist. Entsprechend den Spaltbarkeiten nach $\langle 100 \rangle$ und $\langle 010 \rangle$ müßte Disthen zum prismatischen (stengelig-säuligen) Typus gerechnet werden. Andererseits läßt die viel vollkommenere Spaltbarkeit nach dem Pinakoid $\langle 100 \rangle$ Disthen blätterig erscheinen. Dieser dem Gips analoge Doppelcharakter tritt in den morphologischen Verhältnissen deutlich hervor. Es resultiert die im allgemeinen breitstengelige Ausbildung nach $\langle 100 \rangle$ mit $[001]$ als Längsrichtung. Die Disthenkristalle (Fig. 294)

sind selten flächenreich. Als Hauptformen sind zu erwähnen: $\langle 100 \rangle$, $\langle 010 \rangle$, $\langle 1\bar{1}0 \rangle$, $\langle 110 \rangle$, alle der Hauptzone angehörig. $\langle 210 \rangle$, $\langle 120 \rangle$, $\langle 1\bar{2}0 \rangle$, $\langle 02\bar{1} \rangle$, $\langle 011 \rangle$, $\langle 0\bar{1}\bar{1} \rangle$, $\langle 10\bar{1} \rangle$, $\langle 11\bar{1} \rangle$ sind bereits relativ selten, und noch mehr gilt das für die übrigen, in den zwei Teilprojektionen (Fig. 295/6)

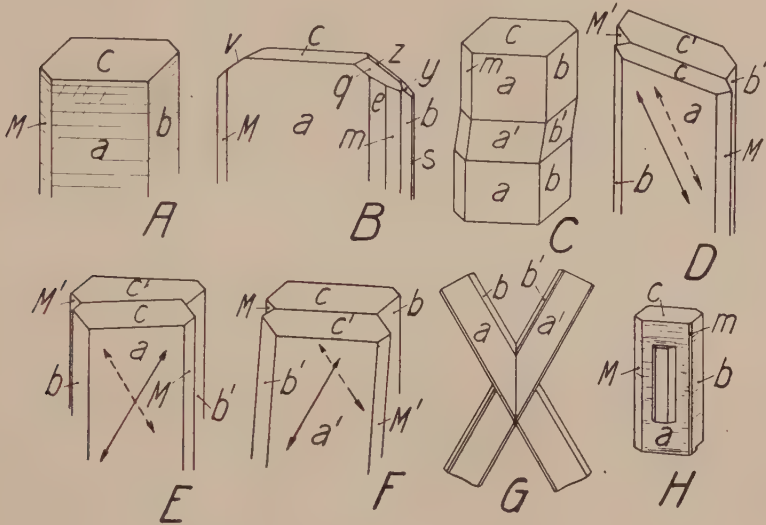


Fig. 294. Disthen. $a \langle 100 \rangle$, $e \langle 210 \rangle$, $m \langle 110 \rangle$, $M \langle 1\bar{1}0 \rangle$, $s \langle 1\bar{2}0 \rangle$, $b \langle 010 \rangle$, $q \langle 011 \rangle$, $v \langle 0\bar{1}\bar{1} \rangle$, $c \langle 001 \rangle$, $y \langle 121 \rangle$, $z \langle 122 \rangle$. Diese Figuren sind nach Kristallen der wichtigsten Fundorte (Tessin D—H, Tirol B) gezeichnet. — Der einfache, linealförmige Habitus des Disthens ist in A dargestellt. Endflächen (B) sind eine große Seltenheit. Druckzwillingsbildung nach der Basis (C) findet sich an natürlichen Kristallen, kann aber auch künstlich erzeugt werden. Sie verursacht die feine horizontale Streifung auf den vertikalen Flächen von A. Andere Zwillingsgesetze sind in den Figuren D—G veranschaulicht. Bei D ist $\langle 100 \rangle$ Zwillingssebene (Flächenbezeichnung des richtig orientierten Individuums mit Akzenten, ebenso bei E, ohne Akzent jedoch bei F). Durch den Doppelpfeil ist die Schnittlinie von $\langle 100 \rangle$ mit der optischen Achsenebene angedeutet. Die Pfeile liegen bei D für beide Individuen naturgemäß parallel. Bei E ist $[001]$ Zwillingsachse. Der vordere Pfeil ist daher dem hinteren gegenüber halbherumgedreht. Hiervon nur wenig abweichend ist die Pfeillage in F, wo $[010]$ Zwillingsachse ist. Zu beachten ist, daß bei D und E, nicht aber bei F die Flächen a , m , M , b beider Individuen in einer Zone liegen, bei D und F, nicht aber bei E sind dafür a , a' , c und c' tautozonal. Überdies sind c und c' von F in einer Ebene. G ist ein Durchwachsungszwilling nach $\langle 121 \rangle$. H zeigt die gesetzmäßige Verwachsung von Disthen und Staurolith.

eingezeichneten Formen. Zu ihnen kämen die nicht in die Projektionsfelder fallenden $\langle 221 \rangle$ und $? \langle 101 \rangle$. Kombinationsstreifungen finden sich zur Seltenheit parallel $[001]$, $[010]$, $[0\bar{1}1]$ und $[01\bar{1}]$. Die Absonderung und Knickung nach (001) erzeugt auf (100) und (010) nicht selten eine feine Streifung. Zwillingsbildungen sind mehrfach beschrieben worden, nämlich Zwillinge nach $[001]$ mit (100) als Verwachsungsebene, ferner

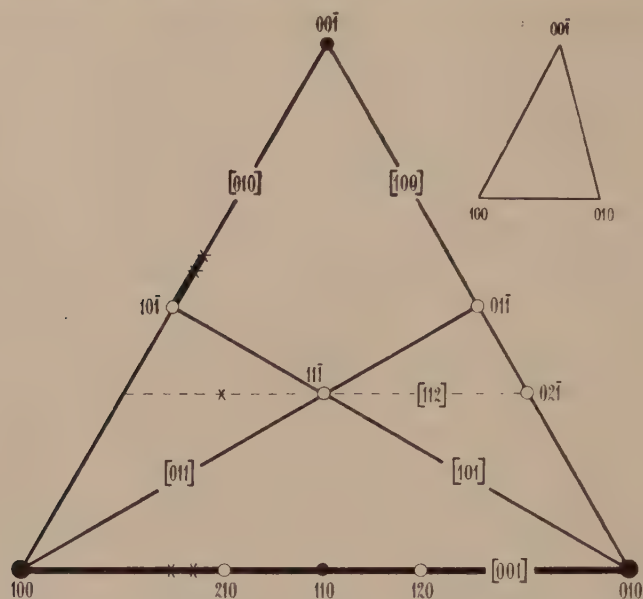


Fig. 295. Disthen. Schematische Dreiecksprojektion der Flächen und wichtigsten Zonenstücke, welche dem vordern, rechts unten gelegenen Oktanten angehören. Entsprechend den zahlreichen Doppeldreiecken dieses Buches, hätte es nahegelegen, die 001-Ecke abwärts zu orientieren.

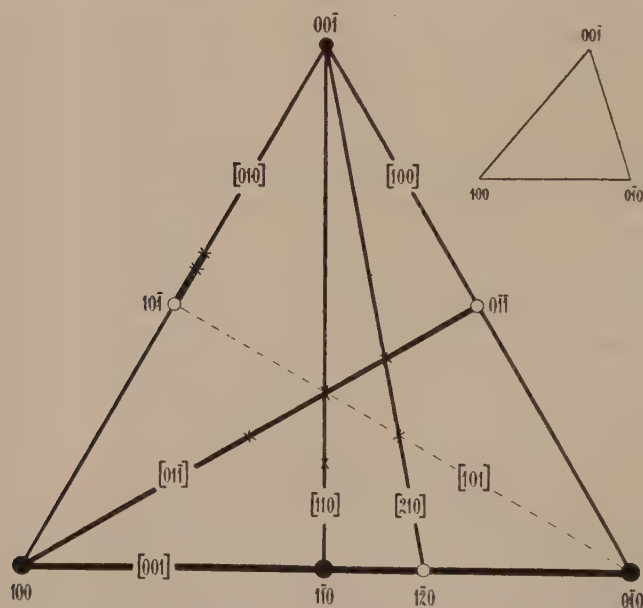


Fig. 296. Disthen. Dieser Oktant schließt links an den von Fig. 295 an. Demgemäß sind die beiden gnomonischen Hilfsdreiecke so gezeichnet, daß die Seite $100 \rightarrow 001$ in beiden Figuren gleiche Länge hat.

Zwillinge nach (100), Zwillinge nach [010] oder auch nach einer in (100) gelegenen Richtung senkrecht zu [001]. Polysynthetische Zwillingsbildung, besonders nach (100) ist bekannt, sie scheint auch bei Zwillingen nach (001) aufzutreten. Kreuzzwillinge unter nahezu 60° haben (121) als Zwillingsenebene.

In regelmäßiger Verwachsung tritt Disthen besonders mit Staurolith auf, wobei die [001]-Richtungen beider Mineralien einander parallel sind und (100) des Disthens mit (010) von Staurolith zusammenfällt. Auch die zweite Modifikation von $[\text{SiO}_5]\text{Al}_2$, Andalusit, wurde orientiert mit Disthen verwachsen vorgefunden.

Chemische Verhältnisse und Vorkommen: Fast stets ist etwas Al_2O_3 durch Fe_2O_3 ersetzt (0 bis 2%). Disthen ist bei hohen Temperaturen instabiler als Sillimanit oder Andalusit. Umwandlungen in Muskowit, Pyrophyllit, Damourit, d. h. wasserhaltige Alumosilikate, sind andererseits im Gebiet hydrothormaler Mineralbildung nicht selten. Häufig angegeben wird eine Umwandlung in silberweißen Talk, der aber z. T. Muskowit sein mag. Disthen ist ein typisches Mineral mesometamorpher tonerdereicher Gesteine, sehr gerne vergesellschaftet mit Staurolith und Glimmern. In solchen metamorphen Gesteinen treten die Kristalle auch in Quarznestern auf. Schmalstrahlige bis faserige Aggregate dieser Art wurden Rhätizit genannt.

Epidot-Zoisitgruppe $[\text{SiO}_4]_3 \begin{smallmatrix} \text{R}^{\text{III}}_3\text{OH} \\ \text{R}^{\text{II}}_2 \end{smallmatrix}$

Monoklin und rhombisch

Hauptminerale:

Zoisit = $[\text{SiO}_4]_3 \begin{smallmatrix} \text{Al}_2 \\ \text{AlOH} \end{smallmatrix} \text{rhom.}$

Thulit = Mn-haltig.

Klinozoisit bis Pistazit (Epidotreihe)

$[\text{SiO}_4]_3 \begin{smallmatrix} \text{Al}_2 \\ \text{AlOH} \end{smallmatrix} \rightarrow [\text{SiO}_4]_3 \begin{smallmatrix} \text{Al} \\ \text{FeOH} \end{smallmatrix} \text{monoklin holoe.}$

Piemontit = Mn $^{++}$ -haltiger Epidot.

Orthit (Allanit) = Ce- und Fe $^{++}$ -haltiger Epidot.

Auch in den rhombischen Zoisiten ist öfters etwas Eisen vorhanden, es gibt rhombische Zoisite von gleicher Zusammensetzung, wie sie für Klinozoisite (mkl.) gefunden wurde. Das läßt auf Dimorphie schließen. Indessen sind keine rhombischen Glieder mit höherem Fe_2O_3 -Gehalt bekannt. Mg-, Mn $^{++}$ - und Fe $^{++}$ -haltige Verbindungen der Epidotzusammensetzung treten nur in relativ kleinen Mengen in die Mischkristalle ein. Die eisenoxydreicheren Glieder sind auch reich an dreiwertigem Eisen. Eine volle Vertretung des Al_2O_3 durch Mn_2O_3 oder Fe_2O_3 ist nie beobachtet worden. Bei den Piemontiten schwankt das Verhältnis $\text{Al}_2\text{O}_3 : \text{Mn}_2\text{O}_3$ etwas mehr als das von $\text{Al}_2\text{O}_3 : \text{Fe}_2\text{O}_3$. Mindestens $\frac{3}{5}$ von R_2O_3 , meistens $\frac{2}{3}$, sind Al_2O_3 . Der Fe_2O_3 -Gehalt steigt selten über

$\frac{1}{5}$ R_2O_3 , der Mn_2O_3 -Gehalt nicht über $\frac{3}{5}$ R_2O_3 . Der Vergleich der Orthitanalysen zeigt die vollständige Isomorphie der seltenen Erden untereinander, sowie die beschränkte Mischbarkeit von Ca mit Fe. Dreiwertiges Eisen ersetzt im Orthit nur zum Teil die Tonerde, auch die seltenen Erden vermögen nicht alles Al zu ersetzen. Der Orthit kann somit als eisenoxydreicher, durch hohen Gehalt an seltenen Erden gekennzeichnete Mischkristall aufgefaßt werden, während Zoisit, Klinozoisit, Epidot, Piemontit eisenoxydarm sind.

Rhombischer Zoisit $[\text{SiO}_4]_3 \frac{\text{Al}_2\text{OH}}{\text{Ca}_2}$

Spezielle Kennzeichen: Die säulenförmigen und meist stark gestreiften Kristalle besitzen selten gute Kopfflächen, am häufigsten sind stengelige bis blätterig-stengelige, bzw. körnig-dichte Aggregate. Die Farbe ist meist trübe, aschgrau, gelblichgrau, gelblichbraun, seltener grünlich, [apfelgrün oder wie beim Thulit pfirsichblütenrot bis rosenrot. Auf der recht vollkommenen Spaltfläche (010) ist nicht selten Perl-

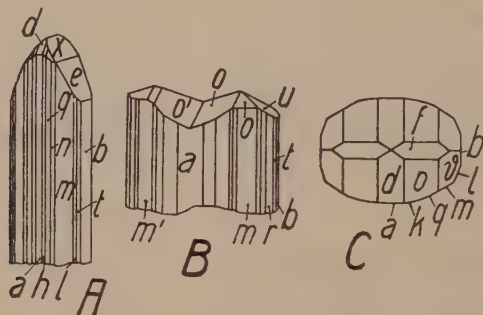


Fig. 297. Zoisit. a $\langle 100 \rangle$, h $\langle 410 \rangle$, k $\langle 310 \rangle$, q $\langle 210 \rangle$, n $\langle 530 \rangle$, m $\langle 110 \rangle$, r $\langle 120 \rangle$, l $\langle 130 \rangle$, t $\langle 140 \rangle$, b $\langle 010 \rangle$, e $\langle 061 \rangle$, x $\langle 041 \rangle$, u $\langle 021 \rangle$, f $\langle 011 \rangle$, d $\langle 101 \rangle$, o $\langle 111 \rangle$, s $\langle 121 \rangle$. Für den Zoisit charakteristisch ist die durch Streckung und Streifung ausgezeichnete [001]-Zone. Sie ist bei allen drei Bildern sehr flächenreich, im Gegensatz zu der ebenfalls wichtigen Zone [100], deren zugehörige Flächen auf die einzelnen Figuren individuell verteilt sind. [101] ist verhältnismäßig gut entwickelt an A (Souland: d, 111, 131, b) und C (Kopfbild!), einfach an B (Ducktown; Kristall geht oben in zwei Spitzen aus, ist aber kein Zwilling, da ja $\langle 010 \rangle$ Symmetrieebene ist.

mutterglanz wahrnehmbar. Eine Spaltbarkeit nach (100) ist nur unvollkommen, und der Bruch ist in der Hauptsache muschelig bis uneben. Die durchscheinenden und selten klar durchsichtigen, spröden Kristalle besitzen durchwegs farblosen Strich. Die Härte ist 6 bis $6\frac{1}{2}$, das spezifische Gewicht 3,25 bis 3,36.

Spezielle physikalische Eigenschaften: Der optisch positive Zoisit besitzt die Orientierung: $n_\gamma = a$, $n_\beta = b$, $n_\alpha = c$ oder $n_\gamma = a$, $n_\beta = c$, $n_\alpha = b$. Eine Kreuzung der optischen Achsenebene ist an dickeren Platten eines scheinbar homogenen Individuums oft wahrnehmbar. Dementsprechend variieren die Achsenwinkel von $0-60^\circ$. Die starke Dispersion ist teils $\rho > \sigma$, teils $\sigma > \rho$.

Für Na-Licht gilt im Mittel:

n_α	n_β	n_γ
1,700	1,702	1,706

Die Doppelbrechung ist also schwach. In Schnitten parallel (100), die auch häufig eine Querabsonderung nach der Basis erkennen lassen, tritt in Individuen mit der Orientierung $n_\gamma = a$, $n_\beta = b$ und bei der Dispersion $\nu > \rho$ nicht selten als Interferenzfarbe das anomale Indigoblau auf. Der Achsenwinkel ist dann meist klein. Die Zoisitkörner und die Stengelchen zeigen im Dünnschliff normalerweise keinen Pleochroismus. Nur in dickeren Blättchen tritt etwa auf:

$n_\gamma =$ bläulichgrün, $n_\beta =$ weingelb oder lichtorange

und bei Thulit findet man:

$a = n_\gamma =$ gelblich, $b = n_\beta =$ rosenrot, $c = n_\alpha =$ hellrosa bis farblos ($\nu > \rho$).



Fig. 298. Ungefähr gleichliegende Säulchen von Klinozoisit (neben Hornblende, erkennbar an der Spaltbarkeit) aus dem Zoisitamphibolit von Sasso rosso, Airolo. Gekreuzte Nicols. 15fache Vergr.

Temperaturerhöhung hat bei rhombischem Zoisit folgenden Effekt: Liegen die optischen Achsen in (010), so wird der Achsenwinkel kleiner, liegen sie in (001), so wird er größer.

Spezielle Morphologie: Die rhombischen Kristalle werden gewöhnlich auf folgendes Achsenverhältnis bezogen: $a:b:c = 0,6196:1:0,34295$.

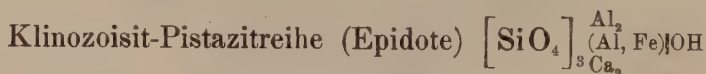
Einige Winkel lauten dann:

$\angle (110)/(1\bar{1}0)$	$(101)/(\bar{1}01)$	$(011)/(0\bar{1}1)$	$(111)/(\bar{1}\bar{1}1)$	$(111)/(100)$
$63^\circ 34'$	$57^\circ 56'$	$37^\circ 52'$	$33^\circ 24'$	$62^\circ 22'$
	$(111)/(110)$	$(130)/(010)$		
	$56^\circ 56'$	$28^\circ 17'$		

In dieser Aufstellung sind die Kristalle nach der c-Achse meist säulig und intensiv gestreift bis gerieft (Fig. 297), indem in der Zone [001] eine Reihe von Formen wie $\langle 010 \rangle$, $\langle 100 \rangle$, $\langle 110 \rangle$, $\langle 120 \rangle$, $\langle 130 \rangle$, $\langle 140 \rangle$, $\langle 320 \rangle$, $\langle 530 \rangle$, $\langle 210 \rangle$, $\langle 310 \rangle$ auftreten. Darauf bezogen ist auch $\langle 010 \rangle$ Hauptsaltpinakoid. In Analogie zu den monoklinen Klinozoisiten und Epidoten müßte die c-Achse zur b-Achse gewählt werden. Die Hauptsaltbarkeit ist bei Epidot parallel 001, die Hauptentwicklungszone ist [010]. Man findet auch in der [001]-Zone der rhombischen Zoisite ähnliche Winkelwerte wie in der [010]-Zone der Epidote. So entspricht dem Winkel $(110) : (\bar{1}\bar{1}0)$ des rhombischen Zoisites ziemlich gut der Winkel $(001) : (\bar{1}01)$ des Epidotes. Allerdings sollte nach der Saltbarkeit (010) des Zoisites = (001) des Epidotes sein, so daß die Analogie in den Winkelverhältnissen eine andere ist als die der Saltbarkeitsbeziehungen. Immerhin ist beiden Typen eine ausgezeichnete pinakoidale Saltbarkeit und eine darin liegende ausgezeichnete Entwicklungszone gemeinsam. Die stengelige Entwicklungstendenz dominiert jetzt bereits über den durch Saltbarkeit bedingten blätterigen Charakter.

Als nächstwichtige Zonen treten bei den rhombischen Zoisiten die Zonen [100] mit $\langle 021 \rangle$, $\langle 041 \rangle$, $\langle 061 \rangle$ und [101] mit $\langle 111 \rangle$, $\langle 121 \rangle$, $\langle 131 \rangle$, $\langle 161 \rangle$, $\langle 101 \rangle$ auf. Es kann auch $\langle 010 \rangle$ etwa horizontal gestreift sein.

Vorkommen: Rhombischer Zoisit in größeren Kristallen ist nicht so häufig wie Klinozoisit (Fig. 298) und Pistazit. Man findet ihn in metamorphen Gesteinen und ein Teil des aus den Plagioklasen entstandenen sogen. Saussurites ist rhombischer Zoisit. Größere Kristalle sind gerne in Quarz eingewachsen. Auch Calcit, Amphibole, Korund und Vesuvian sind u. a. Begleitminerale.



Monoklin holoeidrisch

Spezielle Kennzeichen: Die größeren Kristalle sind fast stets stengelig bis nadelig nach der Symmetrieachse, oft deutlich schilfförmig, d. h. breitstengelig wie Disthen. In der Längsrichtung ist Streifung und Riefung meist vorhanden. Als Gesteinsgemengteile sind die Mineralien eher körnig bis kurzsäulig entwickelt, sie bilden auch die Hauptbestandteile körniger bis fast dichter Gesteinsmassen. Die Farbe variiert von farblos, grauweiß, gelb, bläulichgrau über gelbgrün, pistaziengrün, bläulichgrün, bräunlichgrün bis schwarzgrün und schwarz. Seltener sind rote oder rosenrote Epidote. Der Piemontit ist rötlichschwarz, braunrot bis kirschrot und besitzt kirschroten Strich, währenddem der Strich gewöhnlicher Epidote meist grau ist. Die gefärbten, durchsichtigen Mineralien lassen bereits beim Durchblick in verschiedener Richtung den

starken Pleochroismus erkennen. Glasglanz. Die Spaltbarkeit nach $\langle 001 \rangle$ ist sehr gut, viel weniger deutlich ist eine solche nach $\langle 100 \rangle$. Der Bruch des spröden Minerals ist im übrigen uneben. Die Härte liegt zwischen 6 und 7, das spezifische Gewicht variiert zwischen 3,3 und 3,5.

Physikalische Eigenschaften: Es ist selbstverständlich, daß in dieser Mischkristallreihe die optischen Eigenschaften von der Zusammensetzung abhängig sind. Ungefähr lassen sich auch die bei Substitution des Al durch Fe··· auftretenden Änderungen kontinuierlich verfolgen. Stets ist die Ebene der optischen Achsen (010) parallel. n_α bildet mit c nur einen kleinen Auslöschungswinkel, der bei Klinozoisit negativ, bei Pistazit positiv ist (negativ bedeutet hier im stumpfen Winkel β , positiv im spitzen Winkel β). Vom optisch positiven, niedrig doppelbrechenden Klinozoisit gelangt man zum optisch negativen, höher licht- und doppelbrechenden Pistazit. Ein gutes Unterscheidungsmerkmal stellen die Winkel ω' (wahrer Winkel) und ω (scheinbarer Winkel in Luft) zwischen der Normalen auf (001) und der einen optischen Achse dar. Diese Winkel werden mit zunehmendem Eisengehalt kleiner. In ähnlicher Weise lassen sich die Winkel zwischen c und den Richtungen A und B der optischen Achsen verwerten. In der Tabelle auf Seite 624 sind für Na-Licht die Hauptdaten dargestellt, wobei der Mol.-%-Gehalt des hypothetischen Moleküls $\left[\text{SiO}_4 \right]_3 \frac{\text{Fe}_3\text{OH}}{\text{Ca}_3}$ (Eisenepidot) angegeben ist. Dieses Molekül ersetzt bis zu etwa 37% das Zoisitmolekül.

Die Dispersionsverhältnisse sind für Klinozoisit und Epidot verschieden. Bezeichnet man die durch den stumpfen Winkel β gehende Achse mit A, die andere mit B, so ergeben sich, wie nachstehende Tabelle zeigt, Unterschiede. Für die Doppelbrechung $n_\gamma - n_\alpha$ wechselt die Dispersion ebenfalls mit steigendem Fe···-Gehalt. Stets gilt hinsichtlich des Winkels c/n_α die Dispersionsregel $\rho > \nu$.

	Achse A	Achse B	$n_\gamma - n_\alpha$	c/n_α
Klinozoisit, Zillertal	$\rho > \nu$	$\rho > \nu$	$\rho < \nu$	$\rho > \nu$
Epidot, Pfarrererb	$\rho < \nu$		$\rho < \nu$	
Pistazit, Sulzbachtal	$\rho < \nu$		$\rho > \nu$	
Pistazit, Rauhbeersstein	$\rho < \nu$		$\rho > \nu$	

Klinozoisite können sehr starke Bisektricedispersion und somit anomale Interferenzfarben aufweisen. Bei den gesteinsbildenden Epidoten ist im Dünnschliff der Pleochroismus im allgemeinen gering (n_α farblos bis hellgelblichgrün, n_β gelblichgrün, n_γ zeisiggrün bis hellgelbbraun). Die Absorptionsachsen fallen mit den Hauptachsen der Indikatrix nicht zusammen. In dickeren Platten zeigen die eisenreicheren Glieder kräftigen Pleochroismus mit:

n_α	n_β	n_γ
farblos bis citrongelb, seltener lavendelblau oder blaßgrün	braun, gelblichgrün oder lavendel- bis pflaumenblau	weingelb bis grün oder farblos bis blaßrosa

Der Piemontit besitzt:

n_α	n_β	n_γ
gelb bis orange	hellrosa bis violett	lebhaft rosa bis kräftig rot

Die Mn-ärmeren Piemontite sind optisch negativ, die Mn-reicheren optisch positiv (Achsenwinkel stets groß, n_α/c ungefähr $+6^\circ$, sonst wie Epidot).

Die Änderung der Brechungsindizes mit λ geht aus den Seite 625 angeführten Beispielen hervor:

Optische Verhältnisse der Klinozoisit-Pistazitreihe

Fundort	Mol.-% Eisen- epidot	n_α	n_β	n_γ	$n_\gamma - n_\alpha$	$n_\gamma - n_\beta$	$2V_{n\alpha}$	c/n_α	$\chi_{\alpha A}$	$\chi_{\alpha B}$	ω	ω'
Klinozoisit	Zillertal . . .	1,7136	1,7172	1,7188	.0052	.0016	113° 47'	—12° 17'	69° 11'	44° 36'	—	43° 47'
	Goslerwand . .	1,7176	1,7195	1,7232	.0056	.0037	98 20	— 2	51 10	47 10	48° 8'	25 40
	Monte Tovo . .	—	—	—	—	—	—	—	—	—	38 15	21 8
	Ochsner . . .	1,7238	1,7291	1,7343	.0105	.0052	90 44	0	45 22	45 22	36 11	19 58
	Huntington . .	1,714	1,716	1,724	.010	.008	90 32	— 2 9	47 25	43 7	39 50	21 55
Epidote	Invernesshire .	1,714	1,7196	1,725	.0110	.0054	89 35	ca. 1	45 47	43 47	38 49	21 23
	Zillertal . . .	1,720	1,7245	1,7344	.0144	.0099	87 46	0	43 53	43 53	31 59	17 53
	Lusette . . .	—	—	—	—	—	—	—	—	—	25 19	—
	Pfarrerb . . .	1,7217	1,7422	1,7500	.0286	.0078	80 15	+ 2 5	37 42	41 52	21 47	12 18
	Quenast . . .	—	1,7435	—	—	—	78 8	+ 3	—	—	—	—
	Nottoden . . .	—	1,7532	—	.033	—	73 39	+ 4 29	32 20	41 18	12 18	6 56
Pistazit	Rocca Rossa .	—	1,7568	—	.0386	—	—	—	—	—	—	—
	Schwarze Wand	1,7336	1,7593	1,7710	.0374	.0117	—	—	—	—	—	—
	Sulzbachtal . .	—	1,7575	—	.0374	—	73 26	+ 2 40	34 3	39 23	15 15	8 37
	Sulzbachtal . .	1,7262	1,7569	1,7737	.0475	.0168	73 6	+ 4 28	32 5	41 1	11 48	6 41
	Ranhbeerstein .	1,7291	1,7634	1,7796	.0505	.0162	68 53	+ 4 53	29 33	39 20	7 20	4 9

1. Epidot von Pfarrererb (dunkler Kern der Mineralien von der Bauschalzusammensetzung: $\text{SiO}_2 = 38,34$; $\text{Al}_2\text{O}_3 = 26,11$; $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 9,67$; $\text{FeO} = 1,07$; $\text{CaO} = 23,93$; $\text{MgO} = 0,34$; H_2O ca. 2).

$\lambda, \mu\mu$	n_α	n_β	n_γ	$n_\beta - n_\alpha$	$n_\gamma - n_\beta$	$n_\gamma - n_\alpha$ (ber.)	$n_\gamma - n_\alpha$ (beob.)
656,3	1,7174	1,7372	1,7445	0,0198	0,0073	0,0271	—
588,3	1,7217	1,7422	1,7500	205	78	283	0,0286
558,0	1,7244	1,7455	1,7540	211	85	296	289
528,0	1,7265	1,7479	1,7570	214	91	305	292
523,2	1,7270	1,7493	1,7579	223	86	309	294
510,7	1,7286	1,7504	1,7593	218	89	307	296
476,9	1,7319	1,7551	1,7651	232	100	332	304

2. Klinozoisit vom Zillertal (fast eisenfrei) und Pistazit von Rauhbeerstein (eisenreichstes Glied).

Klinozoisit					Pistazit			
$\lambda, \mu\mu$	n_α	n_β	n_γ	c/n_α ber.	n_α	n_β	n_γ	$n_\gamma - n_\alpha$ beob.
656,3	—	1,7132	—	14° 41'	—	1,7599	—	—
588,3	1,7136	1,7172	1,7188	12 17	1,7291	1,7634	1,7796	0,0505
558,0	1,7168	1,7204	1,7222	11 48	1,7315	1,7655	1,7815	500
528,0	1,7182	1,7219	1,7237	11 20	1,7339	1,7676	1,7836	497
523,2	—	1,7228	—	—	—	1,7691	—	—
510,7	1,7201	1,7238	1,7258	—	1,7375	1,7702	1,7857	482
476,9	—	1,7277	—	—	—	1,7725	—	—

Die spezifische Wärme eines Epidots wurde bestimmt zu 0,19 (zwischen 16° und 100°). 1086, 912 und 334 werden als Ausdehnungskoeffizienten $\times 10^8$ für Epidot bei 40° angegeben.

Daraus berechnet sich der kubische Ausdehnungskoeffizient bei 40° zu 0,00002332.

Spezielle Morphologie: Die mittleren Konstanten lauten: $a:b:c = 1,5807:1:1,8057$. $\beta = 115^\circ 24'$ (Kokscharow).

Daraus lassen sich folgende Winkel berechnen:

(110)/(110)	(110)/(001)	(111)/(001)	(111)/(100)	(122)/(001)
70° 0'	75° 45'	75° 12'	69° 4'	66° 9'
(011)/(001)	(210)/(001)	(100)/(001)	(101)/(001)	(103)/(001)
58° 29'	69° 34'	64° 36'	63° 24'	22° 21'
(102)/(001)	(301)/(001)	(101)/(001)	(102)/(001)	
34° 21'	98° 38'	34° 42'	22° 31'	

Bereits diese Zusammenstellung einiger Werte zeigt, daß sich sehr ähnliche Winkel öfters wiederholen. Nicht selten resultieren daraus falsche Indizesbezeichnungen. Es ist, wenn immer möglich, gleichzeitig in bezug auf die optischen Verhältnisse und auf die Spaltbarkeit zu orientieren.

Über die Abhängigkeit der Winkel und Achsenverhältnisse bei Klinoisit der Goslerwand und Epidot der Knappenwand orientieren folgende Daten:

	Tempe- ratur in C°	χ (001):(100)	χ (001):($\bar{1}11$)	χ (111):($\bar{1}11$)	a:b:c	β
Klinoisit	15°	64° 30'	75° 20' 30''	70° 14' 30''	1,5831 : 1:1,8143	115° 30'
	100	64 26 30''	75 24	70 17	1,58025 : 1:1,81455	115 33 30''
	200	64 23	75 28 30	70 18	1,5778 : 1:1,8162	115 37
	300	64 21 30	75 33 30	70 19	1,5752 : 1:1,8191	115 38 30
	400	64 20 30	75 35	70 20 30	1,5737 : 1:1,8192	115 39 30
Epidot	15°	64° 35'	75° 12'	70° 27'	1,5796 : 1:1,80875	115° 25'
	100	64 32	75 13 30''	70 26 30''	1,5793 : 1:1,8047	115 28
	200	64 30	75 14 30	70 26	1,57915 : 1:1,80485	115 30
	300	64 29	75 15 30	70 25 30	1,5789 : 1:1,8027	115 31
	400	64 27 30''	75 17	70 25	1,5787 : 1:1,8020	115 32 30''

Vom Eisengehalt ist das Achsenverhältnis sehr wenig abhängig; ob, wie in diesen zwei Beispielen, bei niedrigem Eisengehalt b stets etwas kleiner ist, bleibe dahingestellt.

Für Piemontit von St. Marcel (Piemont) wurde bestimmt: a:b:c = 1,5593:1:1,7775, β = 115° 21' (gewöhnliche Temperatur).

χ (001)/(102)	(001)/($\bar{2}01$)	(001)/($\bar{1}02$)	(001)/($\bar{1}11$)	($\bar{1}11$)/($\bar{1}\bar{1}1$)	($\bar{1}11$)/($\bar{1}02$)
22° 30'	89° 20'	34° 16'	74° 59'	71° 13'	59° 29'

Die Winkelwerte zeigen auch, daß die Zone der b-Achse der Epidote hypoexagonal ist. Die zwei Spaltpinakoide gehören ein und demselben „pseudoexagonalen“ Prisma an. In dieser Hinsicht gehört Epidot, wie auch nach seiner Hauptausbildung, dem hypoexagonalen stengeligen Typus an mit „prismatischer“ Spaltbarkeit. Es überwiegt jedoch die Spaltbarkeit nach (001) so stark, daß vorgezogen wurde, das Mineral zu den an sich niedrigsymmetrischen zu rechnen und als ein Glied der Reihe Gips-Disthen-Epidot zu betrachten. Die Pseudosymmetrie kommt auch in Zwillingbildungen zur Geltung. Weitaus am häufigsten sind Zwillinge und polysynthetische Viellinge nach (100), seltener Zwillinge nach (001). Epidot gehört zu den flächenreichsten Kristallarten. Von den ungefähr 300 bekannten Formen sind jedoch nur etwa 30 häufiger und von nicht-vizinalem Charakter. In der Projektionsfig. 299 sind nur die wichtigeren Formen eingetragen und die flächenreicheren Zonen als Ganzes hervorgehoben. Die Hauptentwicklungszone ist die Zone [010], das heißt die Zone der „Pseudoexagyre“. Nach dieser Richtung sind daher auch die Kristalle besonders häufig gestreckt. Streifung oder Riefung (Kombinationsstreifung und Zwillingstriefung) nach der b-Achse fehlt selten und gehört zum Charakteristikum der meisten Epidote.

In dieser Zone sind (001), (100), (10 $\bar{1}$), (10 $\bar{2}$), (20 $\bar{1}$), ferner (10 $\bar{3}$) und (30 $\bar{1}$) die Hauptformen. Dazu kommen als wichtigere und noch relativ häufige Formen

$\langle 30\bar{2} \rangle$, $\langle 40\bar{1} \rangle$, $\langle 30\bar{4} \rangle$, $\langle 10\bar{4} \rangle$, $\langle 101 \rangle$, $\langle 201 \rangle$, $\langle 102 \rangle$, $\langle 105 \rangle$ und sehr viele Vizinalen. Die Entwicklung ist, wie man sieht, eine ziemlich regelmäßige, wobei jedoch die im spitzen Normalenwinkel von (001) und (100) liegenden positiven Formen zurücktreten.

Die Prismen parallel der c-Achse sind weniger reichlich vertreten als die Pinaikoide $\langle h01 \rangle$. Die Hauptprismen sind $\langle 110 \rangle$ und $\langle 210 \rangle$, zu denen als nächstwichtige

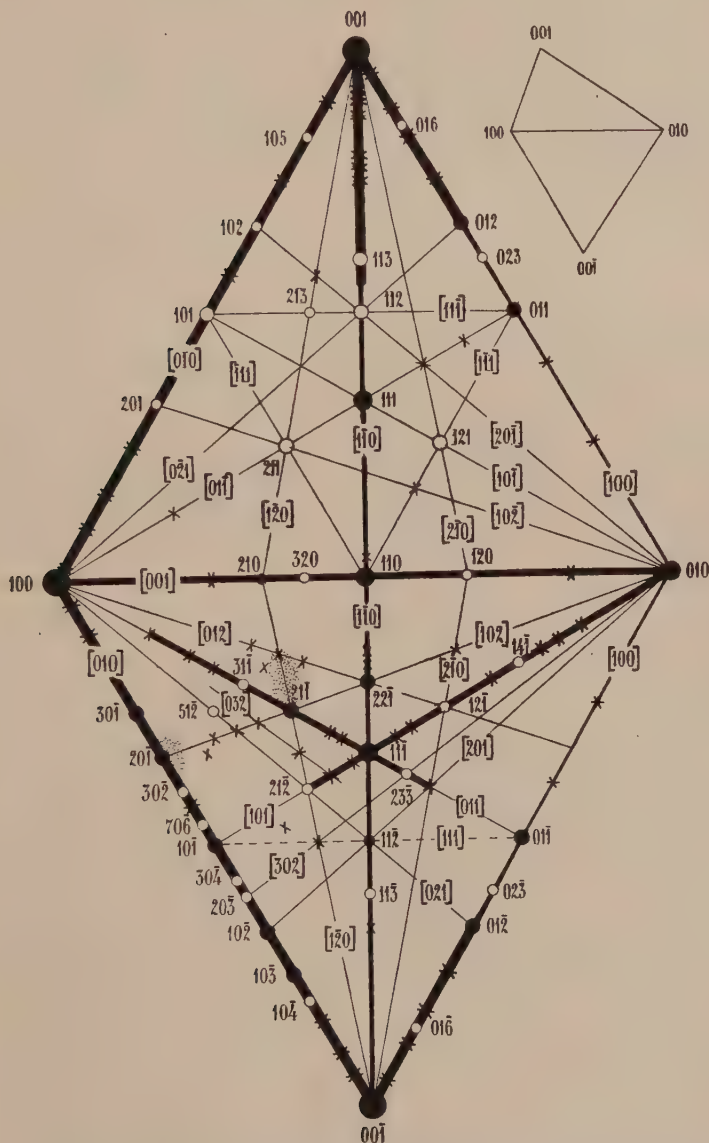


Fig. 299. Die wichtigeren Formen und flächenreicheren Zonen von Epidot. Aus den Hauptzonen $[010]$, $[100]$ und $[001]$ leiten sich vektoriell $[110]$, $[101]$, $[011]$ und $[111]$ als erste Nebenzonen, $[120]$, $[201]$, $[102]$ und mehr untergeordnet $[210]$, $[302]$, $[032]$ als weitere Nebenzonen ab. Über die beiden gnomonischen Projektionsdreiecke rechts oben vergl. Fig. 292.

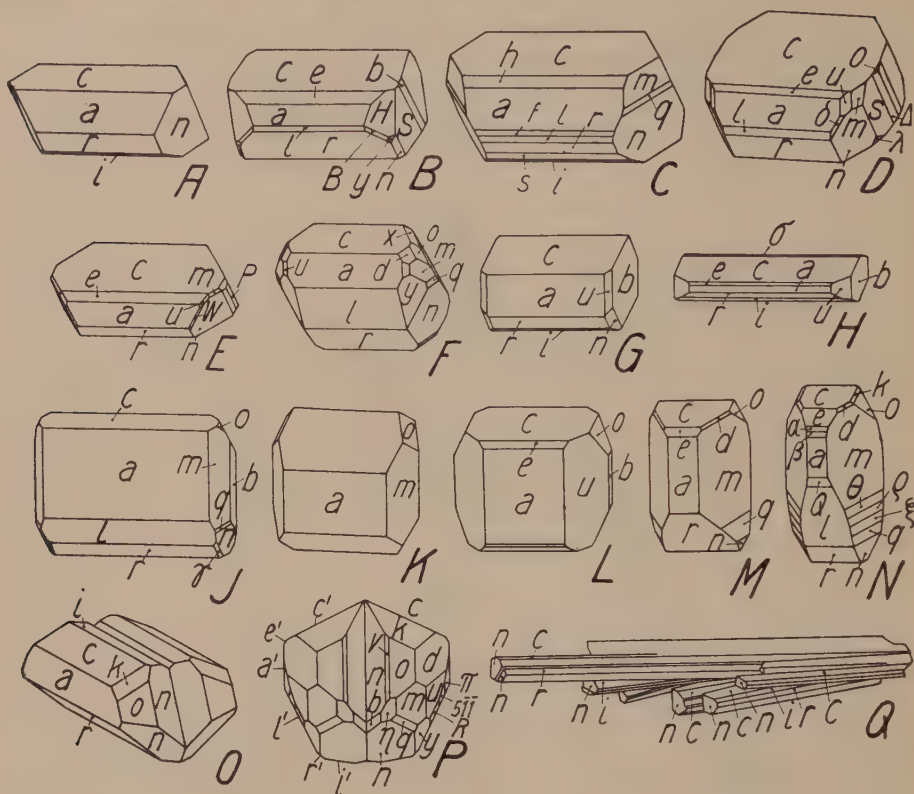


Fig. 300. Epidot. $a\langle 100 \rangle$, $u\langle 210 \rangle$, $m\langle 110 \rangle$, $\eta\langle 120 \rangle$, $b\langle 010 \rangle$, $o\langle 011 \rangle$, $k\langle 012 \rangle$, $c\langle 001 \rangle$, $\sigma\langle 103 \rangle$, $i\langle 102 \rangle$, $s\langle 203 \rangle$, $e\langle 101 \rangle$, $r\langle 10\bar{1} \rangle$, $\alpha\langle 807 \rangle$, $h\langle 201 \rangle$, $l\langle 201 \rangle$, $Q\langle 904 \rangle$, $f\langle 301 \rangle$, $\beta\langle 10 \cdot 0 \cdot 1 \rangle$, $\Delta\langle 1 \cdot 13 \cdot \bar{1} \rangle$, $P\langle 18\bar{1} \rangle$, $s\langle 16\bar{1} \rangle$, $d\langle 111 \rangle$, $n\langle 11\bar{1} \rangle$, $\gamma\langle 212 \rangle$, $\pi\langle 711 \rangle$, $R\langle 41\bar{1} \rangle$, $B\langle 83\bar{3} \rangle$, $\delta\langle 21 \cdot 10 \cdot 10 \rangle$, $y\langle 211 \rangle$, $W\langle 322 \rangle$, $\lambda\langle 11 \cdot 20 \cdot 20 \rangle$, $\theta\langle 331 \rangle$, $\rho\langle 552 \rangle$, $\xi\langle 994 \rangle$, $q\langle 22\bar{1} \rangle$, $x\langle 112 \rangle$, $H\langle 732 \rangle$. Bei der großen Verbreitung des Epidots ist es begreiflich, daß viele Kombinationen nicht bloß an einem Fundort, sondern oft an zahlreichen anderen Stellen gefunden werden. In diesem einschränkenden Sinn sind mehrere der folgenden Angaben zu verstehen. A, L, O Grönland; B, D, E Mortigliano; C Narsak; F Arendal; G, H Val di Maira; J Elba; K Ural; M, N Patresi; P Krimler Achental; Q Sulzbachtal. A—J sind durchwegs nach $[010]$, M und N nach $[001]$ gestreckt. K und L sind als Bindeglieder anzusehen. In der $[010]$ -Zone ist bei B—E, G und H $\langle 001 \rangle$ das herrschende Pinakoid; nach diesem sind denn auch alle die genannten Kristalle mehr oder weniger tafelig. Abweichend davon sind J und L nach $\langle 100 \rangle$ ausgesprochen tafelig. Bei A läßt die gleiche Entwicklung von a, c und r die b-Achse deutlich als Pseudohexagyre erscheinen. An F kommt neben diesen drei Formen l mit gleicher Stärke zur Geltung. Im übrigen ist die $[010]$ -Zone z. T. sehr flächenreich (z. B. C und H). Als seitliche Endbegrenzung hat $\langle 010 \rangle$ nur an G und H Wichtigkeit. Bei B und D treten ganz stumpfe Prismen 4. Stellung aus der Zone $[101]$ an Stelle von b. Auch dort, wo die Enden sehr flächenreich sind (z. B. Sulzbachtaler Epidote), spielt die Zone $[101]$ meist eine wichtige Rolle (überall bei A—F). Den Fall, wo $[001]$ wichtiger wird (G—N), trifft man unter dem üblichen Material unserer Sammlungen wohl seltener. An den vom gewöhnlichen Habitus ganz abweichenden Kombinationen M und N kann $[010]$ noch recht flächenreich sein (N zählt in dieser Zone genau so viele Flächen wie C), am auffälligsten ist jedoch die Zone $[1\bar{1}0]$, die übrigens schon bei C, F, J relativ stark hervortritt. Ganz eigenartig sind die sogen. Bucklandite (Achmatowsk), Kombinationen von m, o und n im Gleichgewicht; im Habitus ähneln sie hexagonalen Bipyramiden (wie Fig. 237, R). O (die + b-Achse stark nach vorn gedreht) und P (Kopfbild, sehr flächenreich) sind Zwillinge nach $\langle 100 \rangle$. Q stellt eine nach der Natur gezeichnete Gruppe dar.

$\langle 120 \rangle$ und $\langle 320 \rangle$ treten. In der Zone $[100]$ sind $\langle 011 \rangle$ und $\langle 012 \rangle$ die verbreitetsten Formen. Daß auch $\langle 023 \rangle$, $\langle 015 \rangle$, $\langle 016 \rangle$ zu den häufigeren gehören, zeigt an, daß besonders das Zonenstück $\langle 011 \rangle : \langle 001 \rangle$ bevorzugt ist. In der Tat gibt es Kristalle mit vielen zu $\langle 001 \rangle$ vizinalen $\langle 0kl \rangle$ -Formen, besonders zwischen $\langle 012 \rangle$ und $\langle 001 \rangle$. Die Zonen $[110]$ sind gleichfalls ungleichmäßig besetzt. Viele Formen sind zwischen $\langle 113 \rangle$ und $\langle 001 \rangle$ bekannt. Die wichtigsten Prismen dieser Zonen sind übrigens $\langle 11\bar{1} \rangle$, $\langle 111 \rangle$, $\langle 22\bar{1} \rangle$, $\langle 112 \rangle$. Ihnen schließen sich an: $\langle 11\bar{3} \rangle$, $\langle 113 \rangle$, $\langle 112 \rangle$ usw. Auch zu $\langle 221 \rangle$ sind manche vizinale Formen bestimmt worden. Als nächstbedeutende Zonen müssen $[101]$ und $[011]$ in Betracht gezogen werden. Besonders die Zonenstücke in der Nähe von $\langle 111 \rangle$ sind bevorzugt. Die Formen $\langle 211 \rangle$, $\langle 233 \rangle$, dann auch $\langle 31\bar{1} \rangle$, $\langle 212 \rangle$, $\langle 12\bar{1} \rangle$, $\langle 14\bar{1} \rangle$, $\langle 211 \rangle$, $\langle 121 \rangle$ sind erwähnenswert. Außerhalb dieser Zonen gelegen sind: $\langle 213 \rangle$, $\langle 231 \rangle$, $\langle 423 \rangle$, $\langle 512 \rangle$ usw. Den Zonenverbänden nach zu urteilen sind $[111]$, $[102]$, $[302]$, $[120]$, $[201]$, $[032]$ nächstwichtige Zone. Man sieht daraus, daß auf diese Aufstellung bezogen die Zonen- und Flächenentwicklung eine sehr normale ist.

	→ abnehmende Wichtigkeit		
Hauptzonen	$[010] \dots [100]$ und $[001]$		
Nebenzonen I	$[110]$	$[101]$	$[011]$ und $[111]$
Nebenzonen II	$[120]$	$[201]$ $[102]$	untergeordnet $[210]$, $[302]$, $[032]$

Auch in Streifungen kommt die Bedeutung der neben $[010]$ wichtigsten Zonen dann und wann zum Ausdruck, so können z. B. $\langle 010 \rangle$ parallel $[101]$ und $\langle 210 \rangle$ parallel $[001]$ gestreift sein. Bei der Streifung nach der b-Achse ist öfters $\langle 001 \rangle$ am glattesten, während $\langle 100 \rangle$ und $\langle 10\bar{1} \rangle$ schon deutliche Streifung aufweisen.

Im Habitus (Fig. 300) kommen die morphologischen Eigentümlichkeiten der Mineralien der Epidotgruppe besonders schön zum Ausdruck. Weit vorherrschend sind stengelige, breitstengelige bis nadelige Ausbildungen nach der b-Achse. Die durch die Spaltbarkeit gegebenen Anklänge an den tafeligen Typus (ähnlich Disthen und Gips) manifestieren sich durch das öfters zu konstatierende Vorherrschen von $\langle 001 \rangle$ oder $\langle 100 \rangle$, seltener $\langle 10\bar{2} \rangle$ oder $? \langle 10\bar{3} \rangle$. Es resultieren dann die breitstengeligen bis schilfartigen Kristalle.

Im wesentlichen lassen sich etwa folgende Haupthabitus Typen unterscheiden:

I. Gruppe, durchwegs gestreckt nach $[010]$.

- A. Gleichmäßig stengeliger Typus mit $\langle 010 \rangle$. Es sind meistens $\langle 001 \rangle$, $\langle 10\bar{1} \rangle$, $\langle 10\bar{2} \rangle$, $\langle 100 \rangle$, öfters auch $\langle 20\bar{1} \rangle$, $\langle 30\bar{1} \rangle$, $70\bar{6}$ in der Hauptzone vorhanden.
- B. Gleichmäßig stengeliger Typus ohne $\langle 010 \rangle$, dafür meistens mit gut entwickelten $\langle 111 \rangle$.
- C. Breitstengeliger Typus, tafelig nach $\langle 001 \rangle$ mit seitlichem $\langle 010 \rangle$. Kombinationen beispielsweise: $\langle 001 \rangle$, $\langle 201 \rangle$, $\langle 100 \rangle$, $\langle 30\bar{1} \rangle$, $\langle 10\bar{1} \rangle$, $\langle 10\bar{3} \rangle$, $\langle 110 \rangle$, $\langle 010 \rangle$, $\langle 011 \rangle$, $\langle 012 \rangle$ oder $\langle 001 \rangle$, $\langle 101 \rangle$, $\langle 100 \rangle$, $\langle 10\bar{1} \rangle$, $\langle 10\bar{2} \rangle$, $\langle 110 \rangle$, $\langle 010 \rangle$, $\langle 011 \rangle$. Auch $\langle 210 \rangle$ und $\langle 20\bar{1} \rangle$ treten hier gerne auf.
- D. Breitstengeliger Typus, tafelig nach $\langle 001 \rangle$, ohne $\langle 010 \rangle$. Z. B. $\langle 001 \rangle$, $\langle 201 \rangle$, $\langle 100 \rangle$, $\langle 20\bar{1} \rangle$, $\langle 10\bar{1} \rangle$, $\langle 110 \rangle$, $\langle 011 \rangle$, $\langle 11\bar{1} \rangle$, $\langle 22\bar{1} \rangle$ oder $\langle 001 \rangle$, $\langle 101 \rangle$, $\langle 10\bar{1} \rangle$, $\langle 110 \rangle$ oder $\langle 001 \rangle$, $\langle 100 \rangle$, $\langle 30\bar{1} \rangle$, $\langle 20\bar{1} \rangle$, $\langle 10\bar{1} \rangle$, $\langle 101 \rangle$, $\langle 102 \rangle$, $\langle 110 \rangle$, $\langle 012 \rangle$, $\langle 011 \rangle$, $\langle 11\bar{1} \rangle$ oder $\langle 001 \rangle$, $\langle 10\bar{1} \rangle$, $\langle 20\bar{1} \rangle$, $\langle 30\bar{2} \rangle$ oder $\langle 001 \rangle$, $\langle 100 \rangle$, $\langle 10\bar{1} \rangle$, $\langle 101 \rangle$, $\langle 110 \rangle$, $\langle 20\bar{1} \rangle$, untergeordnet $\langle 111 \rangle$, $\langle 011 \rangle$, $\langle 111 \rangle$ oder $\langle 001 \rangle$, $\langle 10\bar{1} \rangle$, $\langle 100 \rangle$, $\langle 011 \rangle$, $\langle 102 \rangle$ usw.

- E. Breittstengelig Typus, tafelig nach $\langle 100 \rangle$ mit seitlichem $\langle 010 \rangle$. Dieser Typus ist oft sehr flächenreich, z. B. $\langle 100 \rangle$, $\langle 001 \rangle$, $\langle 101 \rangle$, $\langle 102 \rangle$, $\langle 210 \rangle$, $\langle 110 \rangle$, $\langle 010 \rangle$, $\langle 011 \rangle$, $\langle 012 \rangle$, $\langle 11\bar{1} \rangle$, $\langle 113 \rangle$, $\langle 111 \rangle$ oder $\langle 100 \rangle$, $\langle 001 \rangle$, $\langle 103 \rangle$, $\langle 10\bar{1} \rangle$, $\langle 30\bar{1} \rangle$, $\langle 110 \rangle$, $\langle 010 \rangle$, $\langle 012 \rangle$ oder $\langle 100 \rangle$, $\langle 001 \rangle$, $\langle 010 \rangle$, $\langle 201 \rangle$, $\langle 504 \rangle$, $\langle 17 \cdot 0 \cdot 7 \rangle$, $\langle 101 \rangle$, $\langle 105 \rangle$, $\langle 506 \rangle$, $\langle 10\bar{1} \rangle$, $\langle 20\bar{1} \rangle$, $\langle 17 \cdot 0 \cdot 5 \rangle$, $\langle 110 \rangle$, $\langle 011 \rangle$, $\langle 111 \rangle$, $\langle 11\bar{1} \rangle$, $\langle 144 \rangle$, $\langle 113 \rangle$, $\langle 213 \rangle$, $\langle 732 \rangle$, $\langle 233 \rangle$ usw.
- F. Breittstengelig Typus, tafelig nach $\langle 100 \rangle$ ohne $\langle 010 \rangle$. Hier und da als sechsseitige Tafeln auftretend mit $\langle 111 \rangle$, $\langle 101 \rangle$ und $\langle 102 \rangle$ als Begrenzungsflächen. Kombinationen auch $\langle 100 \rangle$, $\langle 001 \rangle$, $\langle 201 \rangle$, $\langle 10\bar{1} \rangle$, $\langle 103 \rangle$, $\langle 211 \rangle$ oder $\langle 100 \rangle$, $\langle 001 \rangle$, $\langle 40\bar{1} \rangle$, $\langle 702 \rangle$, $\langle 30\bar{1} \rangle$, $\langle 201 \rangle$, $\langle 102 \rangle$, $\langle 110 \rangle$, $\langle 011 \rangle$, $\langle 023 \rangle$, $\langle 012 \rangle$, $\langle 112 \rangle$, $\langle 11\bar{1} \rangle$, $\langle 233 \rangle$ usw.
- G. Breittstengelig Typus, tafelig nach $\langle 103 \rangle$ mit seitlichem $\langle 010 \rangle$. Kombinationen beispielsweise: $\langle 103 \rangle$, $\langle 100 \rangle$, $\langle 201 \rangle$, $\langle 110 \rangle$, $\langle 010 \rangle$, $\langle 012 \rangle$, $\langle 11\bar{1} \rangle$, $\langle 211 \rangle$ oder $\langle 103 \rangle$, $\langle 100 \rangle$, $\langle 30\bar{1} \rangle$, $\langle 10\bar{1} \rangle$, $\langle 210 \rangle$, $\langle 010 \rangle$, $\langle 012 \rangle$, $\langle 011 \rangle$, $\langle 11\bar{1} \rangle$, $\langle 211 \rangle$ usw.
- H. Breittstengelig Typus, tafelig nach $\langle 103 \rangle$ ohne $\langle 010 \rangle$. Meist mit $\langle 110 \rangle$, dazu $\langle 001 \rangle$, $\langle 101 \rangle$, $\langle 100 \rangle$, $\langle 30\bar{1} \rangle$, $\langle 10\bar{1} \rangle$ usw.
- J. Breittstengelig Typus, tafelig nach $\langle 102 \rangle$. Dieser seltene Typ besitzt dazu in erster Linie die Formen $\langle 100 \rangle$, $\langle 102 \rangle$, $\langle 111 \rangle$, $\langle 001 \rangle$, $\langle 011 \rangle$.
- II. Gruppe, stengelig nach der c-Achse. Diese Kristalle sind weit seltener als die unter I. Die Kristalle sind meist säulig nach $\langle 110 \rangle$, dazu kommen in der Vertikalzone $\langle 100 \rangle$, oft auch $\langle 210 \rangle$ und $\langle 010 \rangle$. Als Endbegrenzungen treten etwa $\langle 011 \rangle$ oder $\langle 101 \rangle$, $\langle 111 \rangle$, $\langle 10\bar{1} \rangle$, $\langle 22\bar{1} \rangle$ usw. auf.
- III. Gruppe, Bucklandithabitus. Es treten die Formen parallel $[010]$ ganz zurück. Die herrschenden Formen $\langle 11\bar{1} \rangle$, $\langle 011 \rangle$, $\langle 110 \rangle$, bilden eine Art pseudo-hexagonale Bipyramide. $\langle 101 \rangle$, $\langle 111 \rangle$, $\langle 22\bar{1} \rangle$, $\langle 211 \rangle$, auch $\langle 012 \rangle$ und $\langle 001 \rangle$, treten nicht allzu selten auf.

Als Gesteinsmineral, insbesondere sekundärer Entstehung, ist schließlich Epidot gerne körnig entwickelt.

Vorkommen und Begleiter: Die Mineralien der Epidotreihe sind weitverbreitet als Kluft- und Drusenminerale, mehr oder weniger von hydrothermalen Entstehung, auch als Mineralien meso- bis epimetamorpher Gesteine und als Umwandlungsprodukte vieler Ca-Al-Silikate. Granat, Vesuvian, Augit, Hornblende, Magnetit als Begleitminerale charakterisieren besonders Gesteine kontaktmetamorpher Entstehung. Epidotskarne sind mit Eisenerzlagerstätten vergesellschaftet. In Klüften und Drusen von Tiefengesteinen und dislokationsmetamorphen Gesteinen sind Quarz, Albit, Chlorit, Hornblendeasbest Nebenminerale. Der Bucklandit tritt in Calcit auf. Der Piemontit ist in manganreichen metamorphen Gesteinen zu Hause, und die Klinozoisite bis Epidote sind mit Quarz, Biotit, Chlorit, Muskowit, Disthen, auch Kalkspat, Hornblenden, natronreichen Plagioklasen wichtigste Gemengteile vieler Schiefer. Epidot ist als pseudomorphe Bildung nach vielen Mineralien bekannt, insbesondere nach Granat, Plagioklas, Skapolith, Augit, Hornblende, Biotit, auch nach Kalifeldspat, Axinit und zusammen mit Serpentin und Talk nach Olivin. Andererseits können Epidote in Klinochlor, leuchtenbergitischen Chlorit, Quarz oder in Vesuvian umgewandelt sein. Möglicherweise kann unter gewissen Umständen Epidot auch aus Magmen auskristallisieren. Sicherlich gilt dies für Orthit, und die Orthite sind ihrerseits gerne von Epidothüllen umgeben.

Orthit (Allanit) $\left[\text{SiO}_4 \right]_{\text{AlOH}}^{\text{(Al, Ce, Fe)}_2}$. Monoklin holoedrisch

Ce steht an Stelle aller mit Ce isomorphen seltenen Erden.

Spezielle Kennzeichen: Die braunen bis schwarzen Kristalle sind in allen Eigenschaften dem Epidot sehr ähnlich. Neben den Spaltbarkeiten nach $\langle 100 \rangle$ und $\langle 001 \rangle$, die etwas zurücktreten, wird auch Spaltbarkeit nach $\langle 110 \rangle$ angegeben. Der Bruch des spröden Minerals ist uneben bis halbmuschelig. Der Glanz ist gering, geht jedoch hie und da ins Halbmattliche. Rostbraune Zersetzungsrinde ist häufig. Die

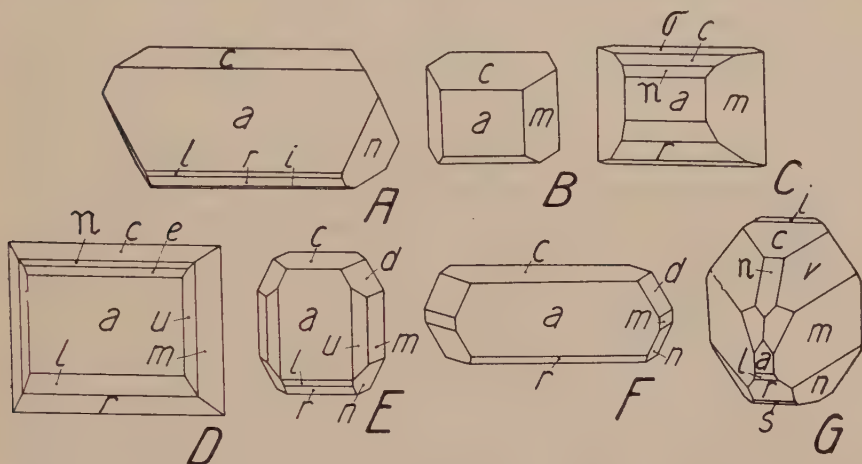


Fig. 301. Orthit. $a\langle 100 \rangle$, $n\langle 210 \rangle$, $m\langle 110 \rangle$, $c\langle 001 \rangle$, $\sigma\langle 10\bar{3} \rangle$, $n\langle 102 \rangle$, $i\langle 10\bar{2} \rangle$, $s\langle 20\bar{3} \rangle$, $e\langle 101 \rangle$, $r\langle 10\bar{1} \rangle$, $l\langle 10\bar{2} \rangle$, $d\langle 111 \rangle$, $n\langle 111 \rangle$, $v\langle 112 \rangle$. Fundorte: A Grönland; B, C, E Essex Co, N. Y.; D Norwegen; F Ural; G Achmatowsk. A ist ganz epidotartig, dabei tafelig nach $\langle 100 \rangle$. Wie bei Epidot erscheint auch hier die Zone $[101]$. Bei B—E, G tritt $[001]$ an ihre Stelle. $[010]$ bleibt aber zunächst herrschende Zone, sowohl was Flächenreichtum anbelangt als auch bezüglich der Streckung. Die ungefähr gleich starke Entwicklung von n und d geben E und F das eigenartige Gepräge, abgesehen von der unterschiedlichen Streckung nach $[001]$, bzw. $[010]$. An den Typus der Epidotkristalle von Patresi (Fig. 300, M und N) gemahnt G.

Härte ist 5—6, das spezifische Gewicht frischer Orthite ist 3,5—4, sinkt jedoch bei der Verwitterung bis auf 2,5. Diese so häufige Umwandlung in eine meist isotrope Substanz ist von tiefgreifenden chemischen Veränderungen begleitet, wie folgende Analysenbeispiele zeigen:

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Ce ₂ O ₃	Di ₂ O ₃	La ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃
Orthit, frisch	31,71	0,86	9,32	13,90	9,07	1,25	11,95
Zersetzungs- rinde	8,48	2,16	2,57	6,44	1,21	Sp	47,31
	FeO	MnO	CaO	MgO	Alkalien	H ₂ O	
Orthit, frisch	8,95	0,18	11,02	0,96	0,16	0,86	
Zersetzungs- rinde	Sp	Sp	2,45	Sp	keine	29,24	

Physikalische Eigenschaften: Frischer Orthit ist deutlich optisch zweiachsig negativ mit der Achsenebene parallel (010) und $c/n_\alpha = 32-33^\circ$ im spitzen Winkel β . Indessen finden sich in der Literatur auch Angaben über optisch positiven Orthit. Die mittlere Lichtbrechung ist größer als 1,70. Mit der Zersetzung sinken das spezifische Gewicht und die Lichtbrechung, letztere bis auf 1,56. Frischer Orthit ist deutlich pleochroitisch, im Dünnschliff etwa mit folgenden Farben:

n_α	n_β	n_γ
blaß grünlichbraun bis grünlichgelb	dunkelkastanienbraun bis rotbraun	dunkelrötlichbraun dunkelsepiabraun bis bräunlichgelb

Um Orthiteinschlüsse in Mineralien treten gerne pleochroitische Höfe auf.

Spezielle Morphologie: $a:b:c = 1,5507:1:1,7684$ (v. Rath), $\beta = 115^\circ 1'$. Orthit tritt oft in derben, körnigen bis etwas stengeligen Aggregaten auf. Die selteneren, idiomorphen Kristalle (Fig. 301) sind gewöhnlich etwas nach [010] gestreckt und tafelig nach (100). Auch nadelige Kristalle nach [010] sind bekannt. Die wichtigsten Formen entsprechen denen des Epidotes, ebenso die Zwillingsgesetze.

Vorkommen: Orthit findet man primär in Eruptivgesteinen und Pegmatiten.

Die Beispiele Gips—Disthen—Epidot haben uns gezeigt, wie tafelige und stengelige Kristalle zu einer Entwicklungsreihe gehören können. Durch Zurücktreten der Tafelfläche und Vorherrschendwerden einer darin gelegenen Richtung ergibt sich der Übergang. Anschließend an diese Reihe seien nun noch zwei vorwiegend dem stengeligen Typus angehörige, rhombische Silikate, Staurolith und Lievrit, besprochen.

Staurolith $\left[\text{Si O}_6 \right]_{4\text{H}}^{\text{Al}_9\text{Fe}_2}$. Rhombisch holodrisch

Spezielle Kennzeichen: Die oft mit Disthen vergesellschafteten prismatischen Kristalle sind rötlichbraun bis bräunlichschwarz gefärbt und meist undurchsichtig. Der Strich ist farblos. Das spröde Mineral weist eine mittelgute Spaltbarkeit parallel (010) auf, in Spuren ist auch nach (110) Spaltbarkeit vorhanden. Fraglich ist eine unterbrochene Spaltung nach dem vorderen Pinakoid. Nach (001) treten etwa Sprünge und Risse auf. Der Bruch ist muscheliger und uneben bis splitterig. Oft sind alle Flächen matt und rau, bei den durchscheinenden Kristallen ist der Glanz glasig bis fettartig. In der Farbe gleicht Staurolith dem gemeinen Granat, unterscheidet sich aber von ihm durch die prismatische Ausbildung und das nicht seltene Auftreten von Durchkreuzungszwillingen. Härte $7-7\frac{1}{2}$. Spezifisches Gewicht 3,75—3,80.

Physikalische Eigenschaften: Das Mineral ist optisch positiv mit der Orientierung $n_\alpha = b$, $n_\beta = a$, $n_\gamma = c$. Der Achsenwinkel liegt zwischen 79° und 90° .

Die Brechungsindizes variieren etwas, es scheint mit zunehmendem Ersatz des Al durch Fe... die Lichtbrechung etwas zuzunehmen. Der Fe_2O_3 -Gehalt ist jedoch selten höher als 5 Gew.-%. 1 bis 3 Gew.-% MgO treten an Stelle von FeO und erhöhen so die chemische Variabilität. Für Na-Licht ergeben sich:

	n_α	n_β	n_γ	$2V$
Stauroolith, Gotthardgebiet	1,7392	1,7450	1,7510	$88^\circ 23'$
Stauroolith, Aschaffenburg	1,7468	1,7536	1,7621	$79^\circ 27'$
Stauroolith, Petersdorf	1,7436	1,7496	1,7557	$86^\circ 28'$

Pleochroismus	} oder	weingelb bis hellbräunlichgelb	rötlichgelb bis gelbbraun ins Rötliche
		weißlichgelb	rötlichgelb
		hellgelb	goldgelb
	in dicken Platten	rötlichgelb	hyazinthrot

Temperaturerhöhung verkleinert den Winkel der optischen Achsen. Es ist schwach $\rho > 0$.

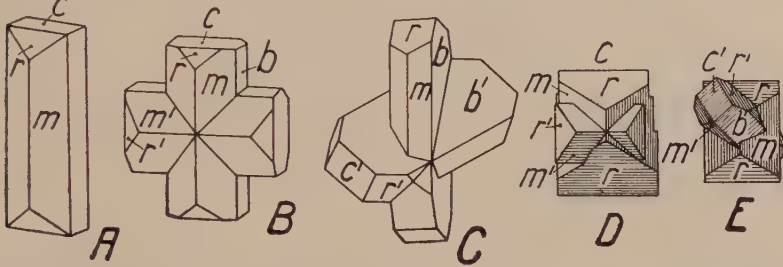


Fig. 302. Stauroolith. $m\langle 110 \rangle$, $b\langle 010 \rangle$, $c\langle 001 \rangle$, $r\langle 101 \rangle$. A (Aschaffenburg) ist ein einfacher Kristall mit Anklängen an hexagonale Symmetrie in der $[001]$ -Zone. Zwei derartige Individuen sind in B (Bretagne) und D (Fannin Co, von da auch E) nach $\langle 032 \rangle$, in E nach $\langle 232 \rangle$ verzwilligt. Auch C (Mte. Campione) ist ein Zwillung nach $\langle 232 \rangle$, aber die einzelnen Kristalle zeigen eine nach $\langle 010 \rangle$ dicktafelige Ausbildung.

Im speziellen wurde an Stauroolith aus der Schweiz bestimmt:

$\lambda, \mu\mu$	n_α	n_β	n_γ	$2V_\gamma$
687,0	1,7344	1,7399	1,7454	$89^\circ 44'$
656,3	1,7358	1,7413	1,7471	89 8
589,3	1,7392	1,7450	1,7510	88 23
527,0	1,7437	1,7498	1,7561	86 45
486,1	1,7477	1,7538	1,7605	86 15
430,8	1,7549	1,7615	1,7683	—

Dichte 3,743. Analyse:

SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	H_2O^-	H_2O^+	Summe
28,08	0,73	51,90	1,80	13,89	2,08	0,11	1,62	99,71

Der mittlere lineare Ausdehnungskoeffizient bei 40° ist 0,0000071.

Spezielle Morphologie: Rhombisch holoedrisch, $a:b:c = 0,4723 : 1 : 0,6804$ (Decloizeaux), bezw. $0,4734 : 1 : 0,6820$ (Hörner).

Winkel:	$(110)/(1\bar{1}0)$	$(110)/(010)$	$(101)/(110)$	$(232)/(001)$	$(032)/(001)$
Decloizeaux	$50^\circ 34'$	$64^\circ 43'$	$42^\circ 2'$	$60^\circ 28'$	$45^\circ 35'$
Hörner	$50^\circ 40'$	$64^\circ 40'$	$42^\circ 6'$	$60^\circ 26'$	$45^\circ 35'$

Staurolith ist ein sehr flächenarmes Mineral (Fig. 302). Neben $\langle 110 \rangle$, $\langle 010 \rangle$, $\langle 001 \rangle$ ist nur noch $\langle 101 \rangle$ häufiger. Die nach $[001]$ säuligen Kristalle sind oft nach $\langle 010 \rangle$ etwas tafelig. Nach der c-Achse ist Staurolith schwach hypohexagonal, es sind jedoch in anderen Zonen Anklänge an tetragonalen Bautypus vorhanden. So ist der Winkel $(032)/\langle 001 \rangle$ fast genau 45° und (232) bildet mit (100) fast 45° , mit $\langle 010 \rangle$ und $\langle 001 \rangle$ fast 60° . Der Winkel $(130)/\langle 010 \rangle$ ist $35^\circ 12\frac{1}{2}'$. Diesen Beziehungen entsprechend sind nach $\langle 032 \rangle$ und $\langle 232 \rangle$ Zwillingsbildungen

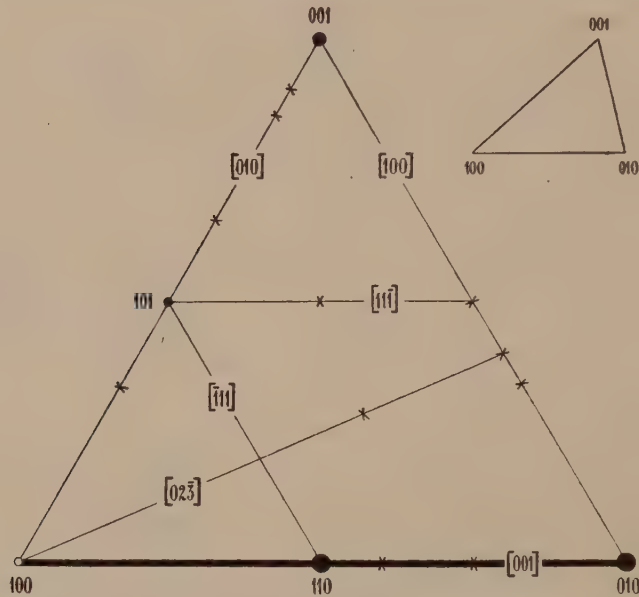


Fig. 303. Flächen und Zonen von Staurolith in schematischer Dreiecksprojektion. Auf $[02\bar{3}]$ liegen die als Zwillingsflächen, nicht aber als Wachstumsflächen bekannten Formen $\langle 232 \rangle$ und $\langle 032 \rangle$ (als Kreuze eingetragen).

häufig, nach $\langle 130 \rangle$ selten. Die Zwillinge sind fast stets Penetrationszwillinge. Bei der Zwillingsbildung nach $\langle 032 \rangle$ stehen die c-Achsen beider Individuen fast senkrecht zueinander, bei der Zwillingsbildung nach $\langle 232 \rangle$ bilden sie einen Winkel von ungefähr 59° . Staurolith zeigt also in seiner Morphologie deutliche Anklänge an höhere Symmetrie. Die Hauptentwicklung nach der Zone der c-Achse, sowie die Spaltbarkeit nach einem Pinakoid und einem Prisma parallel $[001]$ läßt das Mineral mit Epidot, Disthen usw. verwandt erscheinen. Doch gehört es mehr einem isometrischen Zwischentyp an, die kurzprismatische Ausbildung überwiegt die tafelige. In der Projektionsfigur 303 sind neben den Wachstumsformen auch die Zwillingsflächen eingetragen. Die Wachstumsformen gehören den Achsenzonen und den Zonen $[111]$ an.

Vorkommen: Staurolith ist ein typisches Mineral metamorpher tonerdereicher Gesteine (Glimmerschiefer, Gneise) der Mesozone. Disthen, Granat, Glimmer, Quarz sind die wichtigsten Begleitminerale. Glimmer und Chlorit, sowie Limonit bilden sich manchmal sekundär aus dem Staurolith. Genetische Beziehungen zwischen Chloritoid, Granat und Staurolith sind oft wahrnehmbar. Die chemische Zusammensetzung entspricht nach den Analysen nicht immer der obigen Formel, auch wenn man den möglichen Atomersatz berücksichtigt. Es sind indessen die gesteinsbildenden Staurolithe so häufig von Interpositionen erfüllt, daß manche der Unstimmigkeiten darauf beruhen mögen.

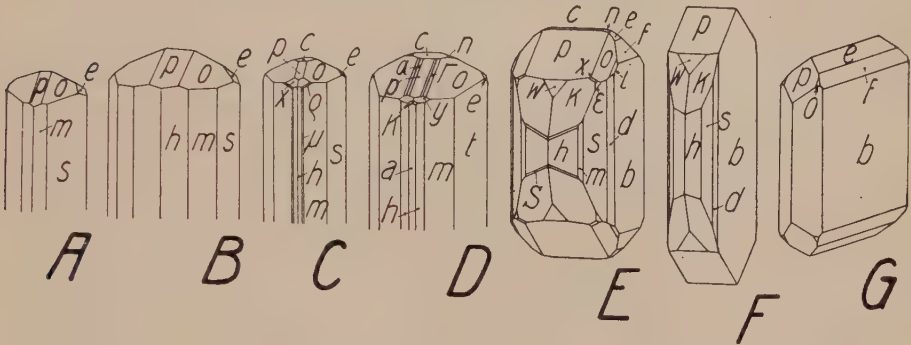


Fig. 304. Nach [001] stengelige oder nach $\langle 010 \rangle$ dick- bis dünnblättrige Kristalle von Lievrit. a $\langle 100 \rangle$, h $\langle 210 \rangle$, μ $\langle 540 \rangle$, m $\langle 110 \rangle$, s $\langle 120 \rangle$, t $\langle 130 \rangle$, d $\langle 140 \rangle$, b $\langle 010 \rangle$, f $\langle 041 \rangle$, e $\langle 021 \rangle$, n $\langle 012 \rangle$, c $\langle 001 \rangle$, p $\langle 101 \rangle$, w $\langle 301 \rangle$, o $\langle 111 \rangle$, x $\langle 211 \rangle$, y $\langle 311 \rangle$, k $\langle 411 \rangle$, α $\langle 818 \rangle$, Γ $\langle 434 \rangle$, i $\langle 121 \rangle$, ϵ $\langle 431 \rangle$, ρ $\langle 11 \cdot 8 \cdot 3 \rangle$. A Japan; B—D Elba; E—G Grönland.

Lievrit (Ilvaite) $\left[\text{SiO}_4 \right]_{\text{Ca}_2}^{\text{Fe}^{\text{III}}_2 \cdot \text{Fe}_3} \cdot \text{Fe}(\text{OH})_2$. Rhombisch holodrisch

Spezielle Kennzeichen: Die meist säulenförmigen bis nadeligen, bipyramidal begrenzten Kristalle sind undurchsichtig bis schwach durchscheinend, sammetschwarz, eisenschwarz, bräunlich- oder grünlichschwarz. Durch Bildung von Goethit und Limonit erhalten die Kristalle einen damaszierenden Schiller oder eine rötlichbraune Verwitterungsrinde. Lebhafter Glasglanz tritt nur bei ganz frischen Kristallen in Erscheinung. Sonst ist matter bis halbmattglänzender Glanz vorhanden. Das spröde Mineral ist ziemlich deutlich spaltbar nach $\langle 010 \rangle$, etwas weniger gut nach $\langle 001 \rangle$ und nur undeutlich nach $\langle 100 \rangle$, $\langle 110 \rangle$ und $\langle 101 \rangle$. Der Bruch ist uneben bis muschelig. Noch nicht zersetzte Lievrite besitzen schwarzen Strich mit Stich ins Grüne oder Braune. Die Härte ist $5\frac{1}{2}$ bis 6, das spezifische Gewicht liegt um 4,0.

Physikalische Eigenschaften: Das im Schliff braungelbe bis fast ganz opake Mineral hat (100) als Achsenebene und [001] als erste Bisektrix. Das Mineral wird als positiv und negativ angegeben mit wechselndem Achsenwinkel. Geringste Ab-

sorption kommt den parallel [100] schwingenden Wellen zu. Lievrit ist schwach magnetisch und ein guter Leiter für den elektrischen Strom.

Spezielle Morphologie: Rhombisch holodrisch mit $a : b : c = 0,6665 : 1 : 0,4427$ (*Descloizeaux*).

\angle (110)/(110) (230)/(010) (111)/(001) (111)/(010) (120)/ $\bar{(120)}$ (101)/ $\bar{(101)}$
 $67^\circ 22'$ $45^\circ 0\frac{1}{2}'$ $38^\circ 36'$ $69^\circ 45\frac{1}{2}'$ $73^\circ 45'$ $67^\circ 11'$

Die c-Achse ist schwach hypohexagonal, doch sind in den Winkelwerten auch Anklänge an andere Symmetrieverhältnisse erkennbar. Das Mineral ist zweifellos in erster Linie nach der c-Achse stengelig

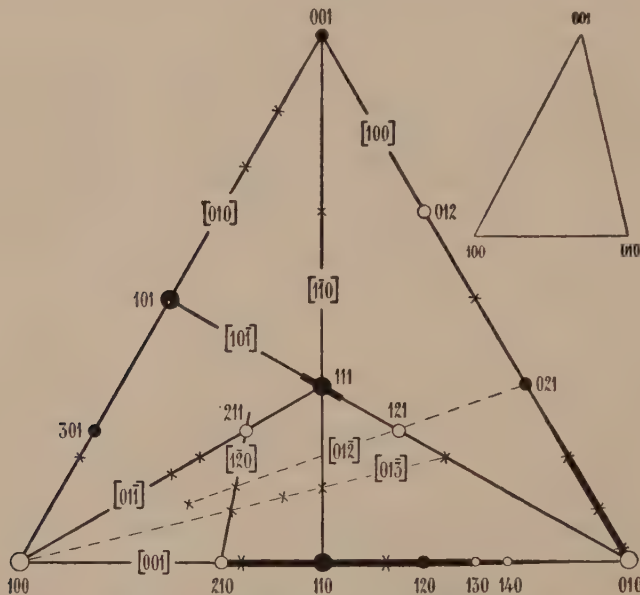


Fig. 305. Lievritprojektion. Es sind nur die wichtigeren Formen und Zonen eingetragen. Entsprechend dem stengeligen Charakter des Minerals liegen die wichtigsten und zahlreichsten Flächenpole gegen [001] hin.

(Fig. 304). Als Vertikalprismen treten besonders $\langle 110 \rangle$, $\langle 210 \rangle$, $\langle 120 \rangle$, $\langle 130 \rangle$, $\langle 140 \rangle$ hervor. Die Pinakoide $\langle 010 \rangle$ und $\langle 100 \rangle$ sind selten großflächig. Streifung bis Riefung parallel der c-Achsenzone ist häufig. Ist $\langle 010 \rangle$ breit, so erzeugen Vizinalen zu dieser Fläche in der Zone [100] oft eine horizontale Streifung. Auch die nächstwichtige Zone [101] kann gestreift sein, besonders in der Nähe von $\langle 111 \rangle$ sind Vizinalen gefunden worden. $\langle 111 \rangle$ und $\langle 101 \rangle$ sind die wichtigsten, außerhalb [001] liegenden Formen. Nicht selten ist auch $\langle 021 \rangle$ vorhanden. Die Basis ist nicht gerade selten, jedoch gewöhnlich nur untergeordnet entwickelt. Die Projektionsfigur 305 enthält nur die wichtigeren Formen; Zonenstücke mit reichlicher Flächenentwicklung sind kräftig gezeichnet. Man erkennt, daß die selteneren Bipyramiden $\langle hkl \rangle$ fast ausschließlich

im Feld (100):(110):(111) auftreten, das heißt (100) relativ benachbart sind. Das Bild ist schon dasjenige eines nach der c-Achse typisch stengeligen Minerals. Die komplexen Spaltbarkeitsverhältnisse lassen immerhin Anklänge an isometrischen Typus erwarten. Körnige bis dichte Ausbildung tritt auch dann und wann auf.

Chemismus und Vorkommen: Das Mineral ist besonders auf Eisenerzlagerstätten bekannt. Es ist oft etwas Mn-haltig. Magnetit, Hornblende, Epidot, Quarz, Calcit, auch Augite sind u. a. mit ihm vergesellschaftet.

Die Gruppe der Mineralien, der wir uns nun zuwenden wollen, ist durch rhombische oder monokline Symmetrie gekennzeichnet. Eine unvollkommene, stengelige bis faserige Aggregatbildung bei ausgezeichneter pinakoidaler Spaltbarkeit zeigt, daß diese Mineralien mit den soeben besprochenen eine gewisse Analogie aufweisen. Gut idiomorphe Kristalle sind jedoch selten. Dichte, faserig-dichte bis nieriige und erdige Ausbildungen herrschen bei diesen durchwegs der äußersten Erdrindenzone angehörigen Mineralarten vor. Obschon ein näheres Studium der bekannt gewordenen gut kristallisierten Einzelvorkommnisse mancherlei Beziehungen mit morphologisch besser erforschten Substanzen aufdecken würde, soll auf die kristallographischen Verhältnisse nur in aller Kürze eingegangen werden.

Vivianitgruppe $[\text{PO}_4]_2\text{R}_3^{\text{II}} \cdot 8\text{H}_2\text{O}$ und $[\text{AsO}_4]_2\text{R}_3^{\text{II}} \cdot 8\text{H}_2\text{O}$

Monoklin holoedrisch

Hauptminerale:

Vivianit (Blaueisenerz) = $[\text{PO}_4]_2\text{Fe}_3^{\text{II}} \cdot 8\text{H}_2\text{O}$. Symplesit
= $[\text{AsO}_4]_2\text{Fe}_3^{\text{II}} \cdot 8\text{H}_2\text{O}$.

Erythrin (Kobaltblüte) = $[\text{AsO}_4]_2\text{Co}_3 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$, etwas Ni-haltig
= Köttigit.

Annabergit (Nickelblüte) = $[\text{AsO}_4]_2\text{Ni}_3 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$, etwas Mg-
und Co-haltig = Cabrerit, Ca-haltig = Dudgeonit.

Bei allen Mineralien der Vivianitgruppe zeigen sich Translationserscheinungen, dabei ist die c-Achse Translationsrichtung und die Ebene (010) Translationsebene.

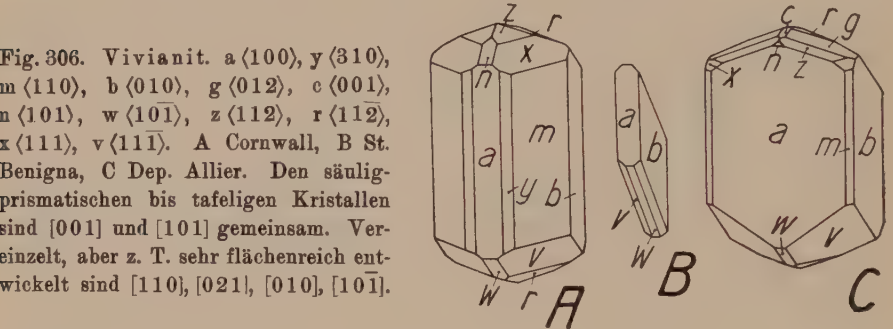
Vivianit (Blaueisenerz, Blaueisenerde) $[\text{PO}_4]_2\text{Fe}_3 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$

Monoklin holoedrisch

Spezielle Kennzeichen: Das Mineral tritt als Blaueisenerde in krümeligen, erdigen Massen oder Krusten auf. Es bildet auch strahlig-faserige Aggregate, Rosetten, Kugeln und Nieren. Allseitig gut ausgebildete Kristalle sind nicht häufig. Einzelkristalle sind wie die erdigen

Massen im ganz frischen Zustand fast farblos oder schwach bläulich bis grünlich. An der Luft tritt unter Oxydation sofort dunklere Blaufärbung auf, die parallel der vollkommenen Spaltbarkeit nach (010) dem Mineral etwas metallischen Glanz verleiht. Sonst besitzt (010) eine Art Perlmutterglanz. Die Spaltblättchen sind biegsam, das Mineral ist milde. Spuren von Spaltbarkeit sind parallel (100) sichtbar. Ein horizontal verlaufender Faserbruch kann auch stellenweise erkannt werden. Absonderungsfläche ist [103]. Der Strich ist zunächst farblos oder bläulichweiß, geht aber rasch in Indigoblau über. Trockenes Pulver ist oft auch leberbraun. Das spezifische Gewicht ist 2,68, die Härte liegt zwischen $1\frac{1}{2}$ und 2.

Physikalische Eigenschaften: Vivianit ist meist optisch positiv. Die optische Achsenebene liegt senkrecht zu (010). $n_y/c = 29^\circ$ im spitzen Winkel β . $\rho < v$.



n_α	n_β	n_γ	$n_\gamma - n_\alpha$	2 V
1,58	1,60	1,63	0,05	73 bis 80°
indigoblau oder kobaltblau	blaßgelbgrün bis farblos			

Es scheint eine Abhängigkeit zwischen der Größe der Brechungsindizes und der Farbe zu bestehen, wie nachstehende Tabelle zeigt.

Farbe	Pleochroismus	n_α	n_β	n_γ	Opt. Charakter	2 V
grün	keiner	1,580	1,598	1,627	+	groß
tiefblau	stark	1,579	1,603	1,633	+	85°
blau	schwach	1,5809	1,6038	1,6361	+	73°
blau	stark	1,5766	1,6050	1,6267	—	73°

Vivianit kann also auch optisch negativ sein und wird oft beim Erhitzen unter tiefer Blaufärbung optisch negativ.

Die spezifische Wärme von Vivianit wurde bestimmt zu 0,24 (zwischen 16° und 98°).

Morphologische Verhältnisse: $a : b : c = 0,7498 : 1 : 0,7015$; $\beta = 104^\circ 26'$. Die hauptsächlichsten Wachstumsformen sind: $\langle 010 \rangle$, $\langle 100 \rangle$, $\langle 110 \rangle$, $\langle 310 \rangle$, $\langle 001 \rangle$, $\langle 10\bar{1} \rangle$, $\langle 11\bar{1} \rangle$, $\langle 31\bar{1} \rangle$, $\langle 112 \rangle$, $\langle 103 \rangle$, $\langle 102 \rangle$. Aus der Zone der b-Achse sind relativ viele weitere Flächen bekannt,

doch sind die Kristalle (Fig. 306) seltener als bei Epidot nach dieser Richtung gestreckt. Die Hauptausbildungsweise ist die prismatische nach $[001]$ mit gestreifter Vertikalzone und „bipyramidaler“ Endigung. Daneben treten nach (010) tafelige, gipsähnliche Kombinationen auf. Das Achsenverhältnis erinnert etwas an das der Feldspäte, jedoch ist b hier kleiner. Dennoch darf man die Kristalle auch als schwach hypokubische bezeichnen, mit der erhalten gebliebenen Symmetrieebene als Nebensymmetrieebene. $[011]$ ist eine weitere wichtige Zone. Daß im übrigen Vivianit vorzugsweise erdig oder in strahlig-faserigen bis nierenförmigen Aggregaten auftritt, ist bereits betont worden.

Vorkommen: Vivianit tritt als Phosphat gerne in Knochen, Muscheln und Torferde auf. Außerdem erfüllt es Klüfte in tonigen Gesteinen und ist hie und da vergesellschaftet mit Eisenerzen in Adern, die durch Sandsteine und Tonschiefer oder Gneise gehen.

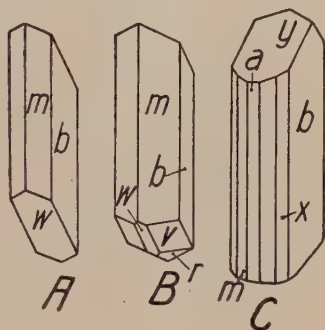


Fig. 307. Erythrin. $a \langle 100 \rangle$, $m \langle 110 \rangle$, $x \langle 350 \rangle$, $b \langle 010 \rangle$, $w \langle 10\bar{1} \rangle$, $y \langle 104 \rangle$, $v \langle 11\bar{1} \rangle$, $r \langle 11\bar{2} \rangle$. Kristalle meist nur stengelig nach $[001]$ und blätterig nach der Spaltfläche $\langle 010 \rangle$. C Cobalt District, Canada.

Erythrin (Kobaltblüte) $[\text{AsO}_4]_2\text{Co}_3 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$. Monoklin holoedrisch

Spezielle Kennzeichen: Der erdig oder als Anflug bzw. Beschlag auf Kobalterzen auftretende Erythrin ist blaßpfirsichblütenrot gefärbt. Nadelförmige, strahlig-blätterige, büschelig bis sternförmig aggregierte Kristalle zeigen mehr karminrote Farbe mit Perlmutterglanz auf der vollkommen spaltbaren $\langle 010 \rangle$ -Form und mit diamantartigem Glasglanz auf den übrigen Flächen. Die dünnen Spaltblättchen sind elastisch biegsam. Spaltbarkeit nach $\langle 100 \rangle$ und $\langle 10\bar{1} \rangle$ ist nur in Spuren bemerkbar. Der Strich ist etwas blasser als die Mineralfarbe. Getrocknetes Pulver ist bläulich. Härte des milden Minerals $1\frac{1}{2}$ —2. Spezifisches Gewicht 2,95.

Physikalische Eigenschaften: Optisch negativ (auch positiv) mit der ersten Bisektrix senkrecht zu (010) . $n_{\gamma}/c = 32^\circ$ im stumpfen Winkel β .

n_α	n_β	n_γ	$n_\gamma - n_\alpha$	$2V$	
1,626	1,661	1,699	0,073	89°	$\rho > 0$ (schwach, auch wechselnd)

Stark pleochroitisch in Rot mit geringster Absorption für n_β .

Spezielle Morphologie: $a : b : c = 0,794 : 1 : 0,736$ oder $0,75 : 1 : 0,70$ mit $\beta = 105^\circ$. Kristalle mit guten Begrenzungsflächen sind sehr

selten. An ihnen wurden beobachtet: $\langle 010 \rangle$, $\langle 100 \rangle$, $\langle 10\bar{1} \rangle$, $\langle 110 \rangle$, untergeordnet $\langle 320 \rangle$, $\langle 340 \rangle$, $\langle 302 \rangle$, $\langle 103 \rangle$, $\langle 111 \rangle$ usw. Meist sind die Kristalle stengelig nach $[001]$ mit Vertikalstreifung (Fig. 307), auch breitstengelige und augitähnliche Kombinationen sind bekannt. Neben der strahligen und der erdigen Ausbildung wird auch eine kugelig-nierige mit rauher Oberfläche beobachtet.

Vorkommen: Erythrin ist eine typische „Blüte“, d. h. ein durch Verwitterung und Oxydation aus anderen Mineralien entstandenes Neuprodukt. Smaltin und Cobaltin liefern besonders gerne Erythrin, gewöhnlich neben weißem, feinnadeligem Pharmakolith $[\text{AsO}_4]_2 \text{H}_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$.

Annabergit (Nickelblüte) $[\text{AsO}_4]_2 \text{Ni}_3 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$. Monoklin holoeidisch

Spezielle Kennzeichen: Die erdigen Überzüge und Beschläge sind apfelgrün. Blättchen und Nadelchen gleicher Ausbildung wie bei Erythrin sind sehr selten (Spaltbarkeit nach (010) vollkommen). Spezifisches Gewicht 3 bis 3,1. Härte des milden Minerals $1\frac{1}{2}$ bis 2.

Physikalische Eigenschaften: Optisch negativ, eventl. auch positiv, mit n_α senkrecht (010) . Lichtbrechung: $n_\alpha = 1,622$; $n_\beta = 1,658$; $n_\gamma = 1,687$; $n_\gamma - n_\alpha = 0,065$ (bestimmt an einem apfelgrünen Annabergit von Sovelocks, Nev.). $n_\gamma/c = 33^\circ$, analog Erythrin. Pleochroismus schwach.

Vorkommen: Annabergit ist die dem Erythrin entsprechende Oxydationsbildung von Nickel-Arsenerzen, im besonderen von Chloanthit und Rotnickelkies.

Ein wasserhaltiges Aluminiumphosphat ist der

Wavellit (Lasionit) $4[\text{PO}_4]\text{Al} \cdot 2\text{Al}(\text{OH})_3 \cdot 9\text{H}_2\text{O}$

Rhombisch holoeidisch

Spezielle Kennzeichen: Einzelkristalle sind selten. Die radialstrahligen Büschel, halbkugeligen Nieren und sphärolithisch struierten Kugeln sind kaum je farblos, meist gelbgrau, grünlich, zuweilen auch bläulich bis bräunlich gefärbt. Die Aggregate sind glasglänzend, durchscheinend. Der Strich ist weiß. Als Spaltformen werden neben $\langle 010 \rangle$ verschiedene Prismen angegeben, z. B. $\langle 110 \rangle$ und $\langle 101 \rangle$. Im übrigen ist der Bruch des spröden Minerals muschelrig. Härte 3—4. Spezifisches Gewicht 2,33, etwas variabel, da (OH) teilweise durch Fluor ersetzt sein kann.

Physikalische Eigenschaften: Das Mineral ist optisch +, mit $n_\gamma \parallel c$, $n_\alpha \parallel b$, $n_\beta \parallel a$. $n_\beta = 1,526$, $n_\gamma - n_\alpha = 0,025$, $2V = 72^\circ$. $\rho > v$.

Wavellit aus Böhmen zeigte $n_\alpha = 1,525$, $n_\beta = 1,534$, $n_\gamma = 1,552$.

Spezielle Morphologie: Die Achsenverhältnisse werden wegen der Schwierigkeiten der Messungen sehr verschieden angegeben, z. B.:

$$a : b : c = 0,505 : 1 : 0,375 \text{ (Senff)};$$

$$a : b : c = 0,557 : 1 : 0,408 \text{ (Cesàro)}.$$

Hauptformen sind $\langle 110 \rangle$, $\langle 101 \rangle$, $\langle 010 \rangle$, $\langle 340 \rangle$, $\langle 111 \rangle$, $\langle 121 \rangle$, $\langle 100 \rangle$. Hauptzonen sind $[001]$ (Streifung!) und $[101]$. Die Kristalle (Fig. 308) sind hypohexagonal nach $[001]$. Manche Kombinationen erinnern ihrem äußeren Aussehen nach an die Feldspäte. Gegenüber dem Achsenverhältnis der Feldspäte ist hier b größer. Die Vertikalprismen sind parallel c gestreift. Charakteristisch für das Mineral ist die radialstrahlige Aggregatbildung.

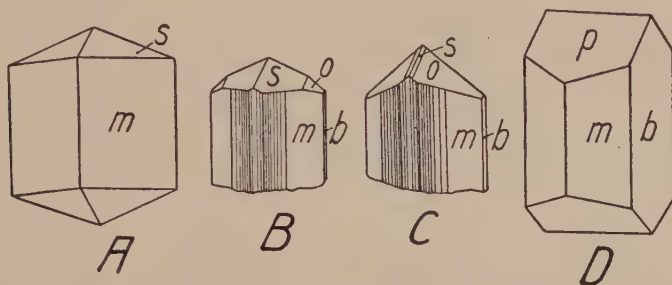


Fig. 308. Wavellit. $m \langle 110 \rangle$, $b \langle 010 \rangle$, $o \langle 121 \rangle$, $s \langle 111 \rangle$, $p \langle 101 \rangle$. $[001]$ ist durch die Streifung (B York Co, Pa; C Montebras) deutlich als wichtigste Zone gekennzeichnet. Daneben tritt noch $[101]$ hervor. In den sphärischen Aggregaten erscheint Wavellit faserig-blättrig.

Vorkommen: Wavellit tritt als Umwandlungsprodukt des Amblygonites (siehe Seite 23) auf. Außerdem findet sich das Phosphat auf Schichtfugen und Klüften von kieseligen oder tonigen Gesteinen. Als typisches Mineral der Umsetzungen im Bereiche der Tag- und Grundwässer ist es mit Phosphorit oder oxydischen Eisenerzen vergesellschaftet.

Die beiden nachstehenden Kupfermineralien der Oxydationszone besitzen ähnliche Farbe und oft auch analoge faserige bis massige Ausbildung. Die Unterscheidung ist oft nur chemisch oder optisch möglich.

Atakamit $\text{CuCl}_2 \cdot 3\text{Cu}(\text{OH})_2$. Rhombisch holoedrisch

Spezielle Kennzeichen: Die säuligen bis tafeligen Kristalle, sowie die stengeligen, nadeligen, blättrigen bis körnig-dichten Aggregate und derben oder nierenförmigen Ausbildungen, die Anflüge und Sande sind smaragdgrün, grasgrün, lauchgrün bis schwärzlichgrün gefärbt. Der Strich ist apfelgrün. Die Kristalle sind durchscheinend bis halbdurchsichtig. Sie besitzen eine vollkommene Spaltbarkeit nach $\langle 010 \rangle$ und eine undeutliche nach $\langle 101 \rangle$. Im übrigen ist der Bruch des spröden, diamant- bis glasglänzenden Minerals muschelrig. Die Härte ist 3 bis $3\frac{1}{2}$, das spezifische Gewicht ist meist 3,75 bis 3,77, oft aber etwas höher.

Physikalische Eigenschaften: Atakamit ist optisch negativ mit $n_\alpha = b$, $n_\beta = a$, $n_\gamma = c$.

n_α	n_β	n_γ	$n_\gamma - n_\alpha$	Achsenwinkel groß ρ°
1,831	1,861	1,880	0,049	
blaßgrasgrün	gelbgrün	grasgrün		

Spezielle Morphologie: $a : b : c = 0,6613 : 1 : 0,7515$ (*Zepharowich*).
Daraus ergeben sich folgende Winkel:

$(110)/(1\bar{1}0)$	$(011)/(0\bar{1}1)$	$(111)/(1\bar{1}1)$	$(110)/(111)$
$66^\circ 57'$	$73^\circ 51'$	$52^\circ 48'$	$36^\circ 16\frac{1}{2}'$

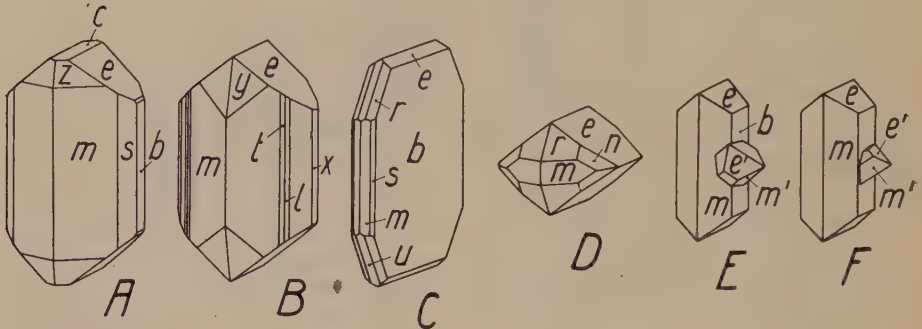


Fig. 309. Atakamit. $m\langle 110\rangle$, $t\langle 560\rangle$, $l\langle 230\rangle$, $s\langle 120\rangle$, $x\langle 140\rangle$, $b\langle 010\rangle$, $e\langle 011\rangle$, $c\langle 001\rangle$, $u\langle 101\rangle$, $r\langle 111\rangle$, $z\langle 331\rangle$, $n\langle 121\rangle$, $y\langle 321\rangle$. A, B Burra-Burra Gr. (Austr.); C Copiapo; D Chuquicamata; E, F Collahurasi (alle drei Chile). Die baryt- (C) und aragonitähnlichen (besonders E, F) Kristalle sind meist nach der c -Achse gestreckt, zuweilen auch nach der a -Achse verlängert oder tafelig nach $\langle 010\rangle$. Die Kombinationen E und F zeigen die Aragonitähnlichkeit ferner darin, daß sie ab und zu noch r und n (vergl. D) entwickeln, entsprechend etwa Fig. 207 D. Neben den Zwillingen nach $\langle 110\rangle$ sind die eigenartigen in E und F dargestellten Verwachsungen von Interesse. Aus einem größeren Individuum (I) ragt seitlich ein kleineres (II) heraus, so zwar, daß die e -Flächen von II je einer e - und einer m -Fläche von I parallel liegen. E und F zeigen die beiden möglichen Lagen. An das kleinere Individuum kann sich nach diesem Gesetz ein dritter Kristall anreihen, an diesen ein vierter. Dadurch entstehen sehr komplizierte Gruppen.

Die Hauptwachstumsformen sind: $\langle 110\rangle$, $\langle 011\rangle$, $\langle 111\rangle$, $\langle 010\rangle$, $\langle 120\rangle$. Noch relativ häufig trifft man an: $\langle 140\rangle$, $\langle 001\rangle$, $\langle 121\rangle$, $\langle 321\rangle$, $\langle 021\rangle$. Die Hauptzonen sind: $[001]$ (von $\langle 110\rangle$ nach $\langle 010\rangle$), $[110]$, $[100]$, $[010]$. Noch gut besetzt sind Teile der Zonen $[101]$, $[201]$, $[120]$. Die Kristalle sind meistens stengelig bis säulig nach der c -Achse mit Streifungen parallel $[001]$, oder tafelig nach $\langle 010\rangle$ mit $\langle 111\rangle$ und $\langle 011\rangle$. Prismatische Kristalle nach $\langle 011\rangle$ sind seltener. Der Habitus der Kristalle (Fig. 309) ist teils sehr aragonitähnlich, teils demjenigen mancher Baryte verwandt. In der Tat ist ja auch das Achsenverhältnis wenig von dem des Aragonites oder des Barytes mit halber c -Achse ($\frac{1}{2}c : b : a$) verschieden. Atakamit ist daher teils hypohexagonal, teils hypokubisch.

Zwillinge nach $\langle 110 \rangle$ sind bekannt. Häufiger als gut ausgebildete Kristalle sind nierige, faserige bis derbe Massen.

Vorkommen: Atakamit entsteht aus Kupfermineralien in der Oxydationszone unter dem Einfluß von chloridhaltigen Lösungen.

Malachit $\text{CO}_3\text{Cu} \cdot \text{Cu}(\text{OH})_2$. Monoklin holodrisch

Spezielle Kennzeichen: Die derben Massen, die nierig-traubigen, stalaktitischen Aggregate mit seidenglänzender, glaskopffartiger Oberfläche, die gebänderten, radialfaserigen bis dichten Ausbildungen oder erdigen Anflüge sind smaragd- bzw. malachitgrün gefärbt. Das Strichpulver ist etwas leichter grün. Besser ausgebildete Kristalle sind oft

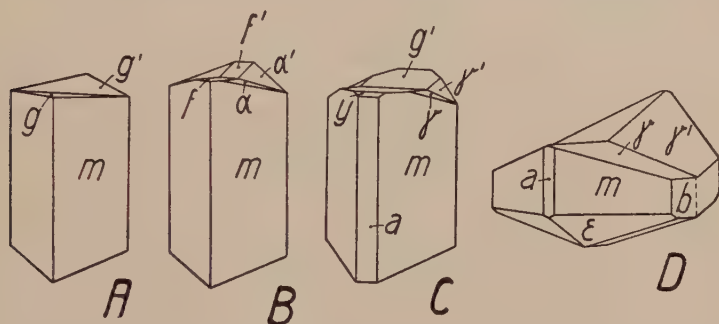


Fig. 310. Malachitzwillinge lang- und kurzprismatisch nach $[100]$. $a \langle 100 \rangle$, $m \langle 110 \rangle$, $b \langle 010 \rangle$, $f \langle 104 \rangle$, $g \langle 103 \rangle$, $y \langle 101 \rangle$, $\alpha \langle 124 \rangle$, $\gamma \langle 123 \rangle$, $\epsilon \langle 323 \rangle$. Fundorte: A Grimberg (Siegen), B Wallaroo (Austr.), C und D Nischni Tagilsk.

prismatisch bis nadelig oder blätterig und gerne zu büschelig- bis rosettenartigen Aggregaten vereinigt.

Eine vollkommene Spaltbarkeit verläuft parallel $\langle 010 \rangle$, weniger gut ist die Spaltbarkeit parallel $\langle 010 \rangle$. Der Bruch des spröden, durchscheinenden bis opaken Minerals ist uneben. Der Glanz diamantartig bis glasig, oder sammt- bis seidenartig. Überzüge erscheinen erdig matt. Härte $3\frac{1}{2}$ —4. Spezifisches Gewicht 3,9—4,1.

Physikalische Eigenschaften: Das optisch negative Mineral hat (010) als Achsenebene. n_α bildet mit der c-Achse einen Winkel von 23° im stumpfen Winkel β . $n_\beta = 1,82$ — $1,88$, $2V$ liegt um 44° mit $\rho \langle \nu \rangle$. Der Pleochroismus ist deutlich: n_α = sehr blaßgelb, n_β = gelbgrün, n_γ = malachitgrün. Die Brechungsindizes sind z. B.: $n_\alpha = 1,655$, $n_\beta = 1,875$, $n_\gamma = 1,909$.

Spezielle Morphologie: $a : b : c = 0,7823 : 1 : 0,4036$, $\angle \beta = 91^\circ 3'$ (Goldschmidt). Hauptformen: $\langle 110 \rangle$, $\langle 100 \rangle$, $\langle 101 \rangle$, $\langle 010 \rangle$. Relativ wichtig sind noch $\langle 023 \rangle$, $\langle 001 \rangle$, $\langle 104 \rangle$, $\langle 103 \rangle$, $\langle 102 \rangle$, $\langle 101 \rangle$, $\langle 111 \rangle$, $\langle 221 \rangle$, $\langle 124 \rangle$, $\langle 134 \rangle$. Einfache und polysynthetische Zwillingsbildung nach $\langle 100 \rangle$ ist häufig. Im Habitus (Fig. 310) sind die Kristalle sehr variabel.

Neben nadeligen bis lang- oder kurzprismatischen (oft vertikal gestreiften) Kristallen nach [001] sind arsenkiesähnliche, abgeplattete, doppelprismatische Ausbildungen bekannt. Solche dicktafeligen, prismatischen Kristalle besitzen vorwiegend die Kombination $\langle 110 \rangle \langle 023 \rangle$ oder $\langle 110 \rangle \langle 12\bar{3} \rangle$ oder $\langle 110 \rangle \langle 134 \rangle$, meist mit $\langle 010 \rangle$ und $\langle 100 \rangle$. Nach der *Descloizeaux*-schen Aufstellung ist (101) (*Goldschmidt*) = $\langle 001 \rangle$, $\langle 111 \rangle$ (*Goldschmidt*) jedoch = $\langle 211 \rangle$. Das Achsenverhältnis lautet dann: $a:b:c = 0,8809:1:0,4012$, $\beta = 118^\circ 10'$.

Vorkommen: Wie Azurit (siehe Seite 584) ist Malachit ein wichtiges Oxydationsprodukt von Kupfererzen. In verwitterten Lagerstätten mit Limonit, sowie imprägnativ in Sandsteinen tritt es häufig auf. Pseudomorphosen sind viele bekannt, beispielsweise von Malachit nach Cuprit, Atakamit, Chalkosin, Fahlerz, Azurit. Aber auch Verdrängungspseudomorphosen sind weitverbreitet.

Überblick

Durch den Versuch, eine Reihe der wichtigsten Mineralarten morphologisch zu charakterisieren und miteinander zu vergleichen, haben sich mancherlei Gesetzmäßigkeiten ergeben. Aber auch gewisse allgemeine Gesichtspunkte für die kristallographische Beschreibung verdienen hervorgehoben zu werden. Soweit eine Kontrolle möglich war, bestätigten sich die in der „Allgemeinen Mineralogie“ und die in den Einleitungen zu den einzelnen Kapiteln dieses Bandes befindlichen theoretischen Überlegungen völlig. Eine Gruppierung der Mineralien nach dem hier aufgestellten Schema ist zum mindesten für gewisse Zwecke sehr brauchbar. Sie wendet das Augenmerk auf die Verwandtschaftsverhältnisse morphologischer und struktureller Art und auf die relativ geringe Variabilität der kristallinen Bautypen. Sie zeigt, daß, neben der im engeren Sinne chemischen Klassifikation und neben der nur auf die Symmetrieverhältnisse Rücksicht nehmenden Einteilung der Mineralarten, verwandtschaftliche Beziehungen gefunden werden können, die Zweifel aufkommen lassen, ob für den Kristallographen Symmetrieklasse und Chemsismus im engeren Sinne wirklich die überragende Bedeutung besitzen, die ihnen meist verliehen wird. Es sind einerseits aus chemisch sehr verschiedenen Mineralgruppen ähnliche morphologische Typen (mit variabler Eigensymmetrie) bekannt. Wie in der „Allgemeinen Mineralogie“ (Seite 631) hervorgehoben wurde, ist ja die wirklich konstatierbare Symmetrie von zwei Faktoren abhängig, von der Symmetrie und der Art des Grundbauplanes und von der Symmetrie der Massenteilchen oder der Baugruppen. Dabei darf uns füglich der erste Faktor als der klassifika-

torisch wichtigere erscheinen. Anderseits finden wir in fast allen chemisch definierten Mineralgruppen Vertreter verschiedener Bautypen. Greifen wir beispielsweise zwei Gruppen heraus, die Gruppe der Oxyde und die Gruppe der wasserarmen Alumosilikate. Von den wichtigeren Oxyden gehören dem kubischen, bezw. hypokubischen Typus an:

[100]-Typus	[110]-Typus	[111]-Typus
Tenorit	Spinellgruppe	Cuprit als Übergangstypus
Periklasgruppe	Arsenolithgruppe	
	Korundgruppe	
	Hausmannit	
	z. T. Braunit	

Tetragonal, bezw. hypotetragonal sind Anatas (gegen tafelige Modalität hin) und die Rutilgruppe (gegen stengelige Modalität hin). Dem hypoexagonal tafeligen Typ gehören Brucit, Sassolin usw. an, hypoexagonal intermediär kristallisieren Quarz und Zinkit, entsprechend den hier wahrnehmbaren Submodalitäten; auch Eis würde hierher zu stellen sein. Brookit und Valentinit sind bereits der komplexen niedrigsymmetrischen Gruppe zuzuzählen, beide jedoch mit deutlichen Anklängen an höhere Symmetrie.

Bei den Alumosilikaten dominieren besonders zwei morphologische Typen, der kubische, bezw. hypokubische [111]-Typus und der intermediäre hexagonale, bezw. hypoexagonale Typus. Dem ersteren dürfen zugezählt werden: die Granatgruppe, die Hauyn-Sodalith-Noseangruppe, Analcim, Leucit, die Feldspatgruppe. Dem zweiten Typus gehören an die Nephelingruppe, die Cancrinitgruppe, die Davyn-Mikrosomitgruppe, Beryll, Cordierit. An die im engeren Sinne hypokubischen Mineralien reihen sich an die mehr hypotetragonalen, intermediären bis stengeligen Melilithe, Skapolithe und Alkaliaugite. Stengelig hypoexagonal sind die Alkalihornblenden, während die bereits hydrolysierten Glimmerminerale charakteristisch für den blätterigen Typus sind. Epidot, Staurolith usw. sind niedrigsymmetrisch mit unzweifelhaften Anklängen an hypoexagonale Winkelverhältnisse. Von welcher geringen Bedeutung dabei die wirkliche Symmetrie ist, zeigen gerade diese Alumosilikate, die fast in allen Systemen Vertreter besitzen.

Wenn wir auch mit *Fedorow* den Standpunkt teilen, daß es zwei Idealtypen der morphologischen Entwicklung gebe, den kubischen und den hexagonalen, so lag der hier angewandten Systematik doch eine in wesentlichen Zügen eigene Auffassung zugrunde. Sie läßt sich kurz folgendermaßen charakterisieren. Nur bei den im engeren Sinne hypokubischen Mineralarten ist im allgemeinen eine strengere Zuordnung zu einer der vier Hauptmodalitäten: [100]-Typus, [110]-Typus, [111]-Typus (polar) und [111]-Typus (axial) möglich. Beim Hervortreten

einer Richtung oder einer Ebene ergeben sich neue Entwicklungsmöglichkeiten, die zur Abtrennung einer hypotetragonalen Entwicklungsreihe führen. Und bei jenen im weiteren Sinne hypokubischen Substanzen, die niedrigsymmetrisch sind, mit Anklängen an höhere Symmetrie, ist oft eine eindeutige Zuordnung gar nicht mehr möglich. Selbst Verwandtschaften zum hexagonalen Bautypus können deutlich in Erscheinung treten, blätterige und stengelige Entwicklungstendenzen durchkreuzen sich. Hier scheint die Aufgabe, eine einzige „richtige“ Aufstellung zu finden, oft an sich unlösbar zu sein. Die Verwandtschaftsbeziehungen sind so mannigfacher Art, daß es mitunter vom Zweck des Vergleiches abhängt, welcher Aufstellung der Vorzug zu geben ist. Erst aus den Mischtypen sich durchkreuzender Entwicklungstendenzen schälen sich die charakteristischen, mehr oder weniger idealen kubischen, die blätterigen und stengeligen tetragonalen, endlich die blätterigen, intermediären und stengeligen hexagonalen Typen heraus. Wir dürfen auch nicht glauben, daß die sogenannte richtige Aufstellung durch das Elementarparallelepiped gegeben sei. Die Perioden der Wiederholung betreffen die gesamte Teilchenanordnung, die Verwandtschaftsbeziehungen sind meist nur durch ähnliche Verteilung von Baugruppen gegeben.

Es entspricht auch die übliche Aufstellung niedrigsymmetrischer Kristallklassen in sehr vielen Fällen nicht derjenigen, welche durch die Verwandtschaftsbeziehungen mit höher symmetrischen Kristallarten gegeben ist. Ist beispielsweise bei einem im weiteren Sinne hypokubischen Mineral, das monoklin kristallisiert, nur eine Symmetrieebene vorhanden, so ist diese in der Mehrzahl der Fälle nicht eine erhalten gebliebene Hauptsymmetrieebene (z. B. (010)), sondern eine Nebensymmetrieebene (z. B. (110)).

Um über die verschiedenen Möglichkeiten der Zuordnung einen Überblick zu erhalten, wollen wir uns die Frage stellen, in welcher Weise kubische und hexagonale Kristalle deformiert werden können, damit eine charakteristische Symmetriegruppe sich einstellt, deren Symmetrieelemente Reste der kubischen, bzw. hexagonalen Gesamtsymmetrie sind.

Gehen wir zunächst vom kubischen [100]-Typus aus. Wir wollen die 6 Hauptrichtungen als $A, \bar{A}, B, \bar{B}, C, \bar{C}$, und die zwischen ihnen vorhandenen Winkel mit A, B, C, A', B', C' bezeichnen. A', B', C' sind die Supplemente von A, B, C . Für alle fünf kubischen Klassen gilt dann:

$$A = \bar{A} = B = \bar{B} = C = \bar{C} = \text{gleichwertig, } A = A' = B = B' = C = C' = 90^\circ.$$

Notwendige Symmetrieelemente sind vier Trigyre. Ist nur eine Trigyre vorhanden, so bleiben die sechs Richtungen Vektoren gleicher Länge, auch ist $A = B = C$ einerseits, $A' = B' = C'$ andererseits, aber die Winkel betragen nicht mehr 90° . Im speziellen können wir in bezug auf die Gleichwertigkeit schreiben:

Rhombodrische Holoedrie, Paramorphie und Enantiomorphie:

$A = \bar{A} = B = \bar{B} = C = \bar{C} = \text{gleichwertig}$; $A = B = C = 90^\circ + \delta = \text{gleichwertig}$;
 $A' = B' = C' = 90^\circ - \delta^\circ = \text{gleichwertig}$.

Beispiele sind Calcit, Dolomit.

Rhombodrische Hemimorphie und Tetartoedrie:

$A = B = C = \text{gleichwertig}$, $\bar{A} = \bar{B} = \bar{C} = \text{gleichwertig}$;
 $A = B = C = 90^\circ + \delta^\circ = \text{gleichwertig}$; $A' = B' = C' = 90^\circ - \delta^\circ = \text{gleichwertig}$.

Ist die C-Richtung eine vierzählige Achse, so ergibt sich für alle Klassen des tetragonalen Systems, mit Ausnahme der Hemimorphie und Tetartoedrie I. Art:

$A = \bar{A} = B = \bar{B}$; $C = \bar{C}$. Alle Winkel sind $= 90^\circ$.

In der tetragonalen Hemimorphie und Tetartoedrie ist C mit \bar{C} nicht gleichwertig. Da Prismen erster und zweiter Stellung in allen Klassen mit Ausnahme der Hemiedrie II. Art vertauscht werden können, sind die Richtungen immer als $[100]$, $[\bar{1}00]$, $[010]$, $[0\bar{1}0]$ und $[001]$, $[00\bar{1}]$ symbolisierbar. Nur in der Hemiedrie II. Art ist nach den gewöhnlichen Regeln die Aufstellung eine eindeutige. Da kann die hypokubische Ausbildung so beschaffen sein, daß

1. die Hauptrichtungen als $[100]$, $[\bar{1}00]$, $[010]$, $[0\bar{1}0]$ und $[001]$, $[00\bar{1}]$ symbolisiert werden müssen, die Symmetrieebenen Nebensymmetrieebenen entsprechen, oder daß

2. die Hauptrichtungen den Richtungen $[110]$, $[1\bar{1}0]$, $[\bar{1}10]$, $[\bar{1}\bar{1}0]$, $[001]$ und $[00\bar{1}]$, parallel gehen, die Symmetrieebenen somit in kubischer Auffassung Hauptsymmetrieebenen sind. Es ist nun möglich, daß die Beziehung: $A = \bar{A} = B = \bar{B}$; $C = \bar{C}$ bestehen bleibt, A und B $= 90^\circ$ betragen, C aber $= 90^\circ + \delta^\circ$ wird. Derartige Mineralien kristallisieren rhombisch holoedrisch oder hemiedrisch, und es sind nach der üblichen Aufstellung die Hauptrichtungen durch $[110]$, $[1\bar{1}0]$, $[\bar{1}10]$, $[\bar{1}\bar{1}0]$ und $[001]$, $[00\bar{1}]$ gegeben. Von den Digyren sind solche vorhanden, die den kubischen Hauptachsen und solche, die den Nebenachsen entsprechen, ebenso sind die in der rhombischen Holoedrie auftretenden Symmetrieebenen von zweierlei pseudokubischer Art. Bei im übrigen gleichen Verhältnissen ist in der rhombischen Hemimorphie C nicht mehr mit \bar{C} gleichwertig. Bleiben die Winkel A und B gleich groß, erlangen sie jedoch einen Wert $90^\circ + \delta^\circ$, so resultiert monokline Symmetrie. Sie ist monoklin holoedrisch, wenn $A = \bar{A} = B = \bar{B}$; $C = \bar{C}$ ist. Wieder sind dann nach der üblichen Aufstellung $[110]$, $[\bar{1}10]$, $[1\bar{1}0]$, $[\bar{1}\bar{1}0]$; $[001]$, $[00\bar{1}]$ die Hauptrichtungen. Die Symmetrieebene ist eine Nebensymmetrieebene. Kryolith ist ein typisches Beispiel dieser Art. Sind Richtungen und Gegenrichtungen nicht mehr gleichwertig, so ist nur monoklin hemiedrische Symmetrie vorhanden. In der monoklinen Hemimorphie ist wenigstens noch C mit \bar{C} , B mit \bar{A} und A mit \bar{B} gleichwertig.

Andererseits können alle Hauptwinkel den Wert von 90° beibehalten, die Längen A, B und C aber ungleich werden. Es resultiert die Symmetrie des rhombischen Systemes mit A, B und C parallel den kristallographischen Achsen. Wird auch hier einer der Winkel A, B, C zu $90^\circ + \delta^\circ$, so bedeutet das den Übergang in das monokline System. Sind alle Winkel von 90° verschieden, so kristallisiert das Mineral triklin, dann lassen sich in jedem Falle die A-B-C-Richtungen zu kristallographischen Achsen wählen.

Wir sehen somit, daß bei der Untersuchung pseudokubischer Kristalle der tetragonal hemiedrischen Klasse II. Art und der rhombischen und monoklinen Kristallklassen stets zu berücksichtigen ist, daß neben der üblichen Aufstellung eine nicht minder einfache möglich ist, derart, daß den zwei konventionell zu kristallographischen Achsen wählbaren Richtungen in Wirklichkeit pseudokubische Nebenachsen entsprechen. Daraus ist wieder deutlich ersichtlich, daß die übliche Zusammen-

fassung der Kristallklassen zu Kristallsystemen und die Wahl der kristallographischen Achsen von Willkür nicht frei ist. Es wäre für die Erkennung der morphologischen Gesetzmäßigkeiten z. B. oft von Vorteil, wenn man sich daran gewöhnt hätte, monokline Kristalle so aufzustellen, daß die Symmetrieebene (110), die Digyre [110] würde.

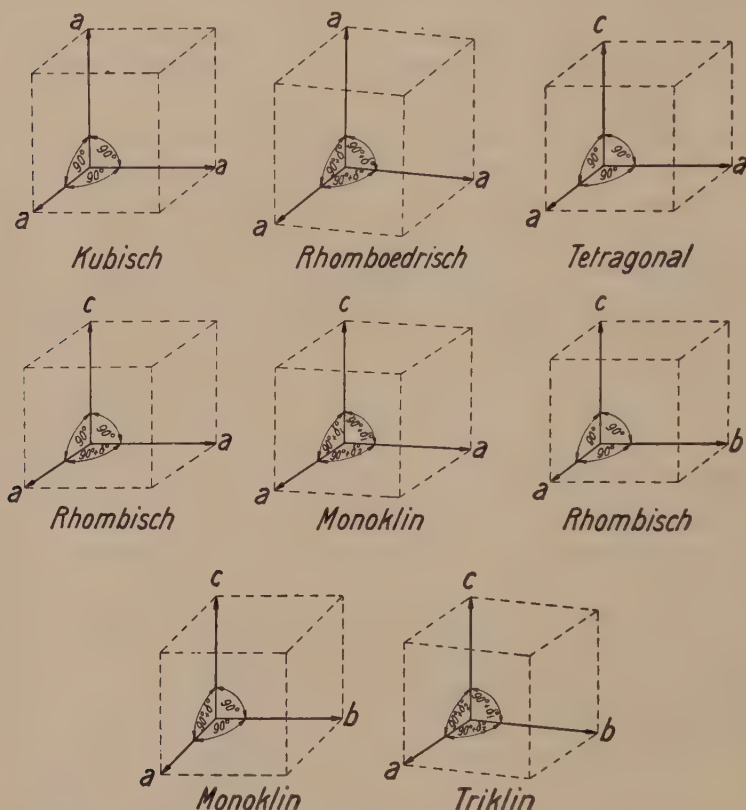


Fig. 311. Das kubische Achsenkreuz und seine Deformation durch Variation per Achsenlängen und Achsenwinkel. Die beiden ersten Achsenkreuze der zweiten Reihe sind in der Kristallographie z. Z. nicht üblich und weichen überdies in der Lage der horizontalen Achsen von der allgemein adoptierten Aufstellung ab. Auch das rhomboedrische Achsenkreuz wird in der Regel anders orientiert, als hier angenommen ist.

Das Koordinatenachsenkreuz würde dann zwei gleichlange Achsen besitzen; $A = B = 90^\circ + \delta^\circ$, $C = 90^\circ + \delta_2^\circ$. Die entsprechende Aufstellung rhombischer Kristalle ergibt:

$$A = B, C; A = B = 90^\circ, C = 90^\circ + \delta.$$

Unter Benutzung auch derartiger Orientierungen lassen sich alle pseudokubischen Kristalle vom [100]-Typus so symbolisieren, daß die Hauptbindungsrichtungen möglichen kristallographischen Achsen parallel gehen. Es ergibt sich dann nachstehende Tabelle, die zugleich über die Aufspaltung der Grundform, des Hexaeders, Auskunft gibt (Fig. 311).

Achsenkreuz	Das Hexaeder wird zu:	Klassen	Auf- stellung
$a = b = c; \alpha = \beta = \gamma = 90^\circ$	Hexaeder	O_h, O, T_h, T_d, T	übliche
$a = b = c; \alpha = \beta = \gamma = 90^\circ + \delta^\circ$	Rhomboeder zwei trigonale Pyramiden	D_{3d}, D_3, C_{3i} C_{3v}, C_3	Δ ge- wöhnlich vertikal
$a = b; c; \alpha = \beta = \gamma = 90^\circ$	tetragonales Prisma + Pinakoid tetragonales Prisma + 2 Pedien	$D_{4h}, D_4, V_d, C_{4h}, S_4$ C_{4v}, C_4	übliche od. bei V_d ev. neue Auf- stellung
$a = b; c; \alpha = \beta = 90^\circ;$ $\gamma = 90^\circ + \delta^\circ$	rhombisches Prisma + Pinakoid rhombisches Prisma + 2 Pedien 2 Domen + Pinakoid	V, V_h C_{2v} C_{2v}	neu neu, mit vertik. \emptyset neu, mit horizont. \emptyset
$a = b; c; \alpha = \beta = 90^\circ + \delta_1^\circ;$ $\gamma = 90^\circ + \delta_2^\circ$	monoklines Prisma + Pinakoid 2 monokline Domen + 2 Pedien 2 monokl. Sphenoide + Pinakoid	C_{2h} C_s C_2	neu " "
$a; b; c; \alpha = \beta = \gamma = 90^\circ$	3 Pinakoide 2 Pinakoide + 2 Pedien	V_h, V C_{2v}	übliche "
$a; b; c; \alpha = \gamma = 90^\circ;$ $\beta = 90^\circ + \delta^\circ$	3 Pinakoide 2 Pinakoide + 2 Pedien 1 Pinakoid + 4 Pedien	C_{2h} C_2 C_s	" " "
$a; b; c; \alpha = 90^\circ + \delta_1^\circ;$ $\beta = 90^\circ + \delta_2^\circ; \gamma = 90^\circ + \delta_3^\circ$	3 Pinakoide 6 Pedien	C_i C	" "

In der letzten Kolonne ist vermerkt, ob sich die Aufstellung gemäß den üblichen Regeln vornehmen läßt oder ob auf die oben erwähnten, durch Transformation aus den anderen erhältlichen neuen Aufstellungen zurückgegriffen werden muß.

Betrachten wir nun die Zerfallsmöglichkeiten der Grundform in bestimmte n-Flächner, so resultiert folgende Übersicht:

1. Die Grundform bleibt ein Sechsfächner: $O_h, O, T_h, T_d, T, D_{3d}, D_3, C_{3i}$.
2. Die Grundform ist die Kombination zweier Dreifächner: C_{3v}, C_3 .
3. Die Grundform ist die Kombination eines Vierflächners mit einem Zweifächner: $D_{4h}, D_4, V_d, C_{4h}, S_4, V_h, V, C_{2h}$.
4. Die Grundform ist die Kombination eines Vierflächners mit zwei Einflächnern: C_{4v}, C_4, C_{2v} .
5. Die Grundform ist die Kombination dreier Zweifächner: $C_2, V_h, V, C_{2h}, C_i, C_{2v}$.
6. Die Grundform ist die Kombination zweier Zweifächner und zweier Einflächner: C_s, C_{2v}, C_2 .

7. Die Grundform ist die Kombination von vier Einflächnern mit einem Zweiflächner: C_8 .
8. Die Grundform ist die Kombination von sechs Einflächnern: C .
In ganz analoger Weise lassen sich die hypokubischen $[110]$ - und $[111]$ -Typen diskutieren. Es genügt, den Zerfall der Grundformen, d. h. des Oktaeders und des Rhombendodekaeders näher ins Auge zu fassen.
 1. Das Oktaeder oder ein Pseudooktaeder als Achtfächner ist möglich in O_h , O , T_h , D_{4h} , D_4 , V_d , C_{4h} , V_h . (In V_d wäre es dann nach der üblichen Aufstellung als $\{101\}$ deutbar, in allen anderen Klassen läßt es sich zu $\{111\}$ wählen).
 2. Das Oktaeder oder Pseudooktaeder zerfällt in zwei Vierflächner:
 - a) T_d , T , V_d (übliche Aufstellung), S_4 , V (zwei Bisphenoiden, bzw. Tetraeder).
 - b) C_{4v} , C_4 , C_{2v} (zwei Pyramiden).
 - c) V_h , V , C_{2h} (zwei Prismen, in V_h und V z. B. von den Symbolen $\{h01\}$ und $\{0h1\}$).
 3. Das Pseudooktaeder zerfällt in einen Sechsfächner und einen Zweiflächner (Rhomboeder und Pinakoid) D_{3d} , D_3 , C_{3i} .
 4. Das Pseudooktaeder zerfällt in zwei Dreifächner (Pyramiden) und zwei Einflächner (Pedien) in C_{3v} und C_3 .
 5. Das Pseudooktaeder zerfällt in einen Vierflächner (Prisma) und zwei Zweifächner (Pinakoide und Domen) in C_{2h} , wenn nach der üblichen Aufstellung $\{0h1\}$, $\{h01\}$ und $\{\bar{h}01\}$ ein deformiertes Oktaeder sind, und in C_{2v} , wenn nach der üblichen Aufstellung $\{h01\}$, $\{h0\bar{1}\}$, $\{hk0\}$ das Oktaeder bilden.
 6. Das Pseudooktaeder zerfällt in vier Zweifächner:
 - a) C_{2v} (neue Aufstellung), C_8 (übliche Aufstellung) (vier Domen).
 - b) C_2 (übliche Aufstellung, vier Sphenoiden).
 - c) C_2 (neue Aufstellung, zwei Sphenoiden, zwei Pinakoide).
 - d) C_i (vier Pinakoide).
 7. Das Pseudooktaeder zerfällt in vier Einflächner und zwei Zweifächner in C_8 , wenn die Symmetrieebene eine Nebensymmetrieebene ist (Pedien und Domen).
 8. Das Pseudooktaeder zerfällt schließlich in C in acht Pedien (Einflächner).
In allen diesen Fällen sind die Symmetrieelemente kubisch deutbar; Deformationen, verbunden mit Neuauftreten von Symmetrieelementen, wurden nicht berücksichtigt.
Für das Rhombendodekaeder ergeben sich folgende Möglichkeiten:
 1. Das Rhombendodekaeder tritt als solches, also als Zwölfflächner, auf in: O_h , O , T_h , T_d , T .
 2. Das Pseudorhombendodekaeder ist die Kombination zweier Sechsfächner (hexagonales Prisma und Rhomboeder) D_{3d} , C_{3i} .
 3. Das Pseudorhombendodekaeder zerfällt in einen Sechsfächner und zwei Dreifächner in C_{3v} und D_3 .
 4. Es ist die Kombination zweier trigonaler Prismen mit zwei trigonalen Pyramiden in C_3 .
 5. Das Pseudorhombendodekaeder ist die Kombination eines Achtfächners (Bipyramide) mit einem Vierflächner (Prisma) in D_{4h} , D_4 , C_{4h} , V_d .
 6. Neben der Bipyramide sind zwei Pinakoide vorhanden. V_h neue Aufstellung.
 7. Der Zwölfflächner ist die Kombination von drei Vierflächnern:
 - a) Drei Prismen V_h , V .
 - b) Prisma + zwei Pyramiden C_{4v} , C_4 .
 - c) Prisma + zwei Bisphenoiden V_d (neue Stellung), S_4 .
 8. Das Pseudorhombendodekaeder zerfällt in zwei Vierflächner und zwei Zweifächner:
 - a) Zwei Pyramiden + zwei Pinakoide: C_{2v} .
 - b) Zwei Bisphenoiden + zwei Pinakoide: V .
 - c) Zwei Prismen + zwei Pinakoide: C_{2h} .

In diesen drei Fällen muß die Aufstellung geändert werden.

- d) Zwei Prismen + zwei Pinakoide: C_{2h} (übliche Aufstellung).
9. Das Pseudorhombendodekaeder zerfällt in zwei Vierflächner (Pyramiden), einen Zweiflächner (Pinakoid) und zwei Pedien: C_{2v} (Digyre = Nebenachse).
10. Das Pseudorhombendodekaeder setzt sich aus vier Zweiflächnern (Domen) und einem Prisma zusammen: C_{2v} .
11. Es ist die Kombination von sechs Zweiflächnern:
 - a) Vier Sphenoiden und 2 Pinakoiden: C_2 .
 - b) Sechs Pinakoiden: C_i .
12. Neben fünf Zweiflächnern sind zwei Einflächner vorhanden:
 - a) Vier Domen, ein Pinakoid, zwei Pedien: C_s , geänderte Aufstellung.
 - b) Vier Sphenoiden, ein Pinakoid, zwei Pedien: C_2 , geänderte Aufstellung.
13. Neben vier Zweiflächnern sind vier Pedien zu konstatieren: C_s (vier Domen + vier Pedien).
14. Alle zwölf Flächen sind ungleichwertig: C .

Mineralarten, die eine einfachste Symbolisierung der Wachstumsformen und Entwicklungszonen ermöglichen, wenn die vorhandenen Symmetrieelemente pseudokubisch deutbar sind, dürften im weiteren Sinne hypokubisch genannt werden. Der hypotetragonale Typus wäre darin eingeschlossen. Sie gehören gewissermaßen einer Hyposyngonie¹⁾ an, in der die Klassen der rhomboedrischen, tetragonalen, rhombischen, monoklinen und triklinen Systeme nur als Meroedrien figurieren.

Nun können aber die rhomboedrischen, rhombischen, monoklinen und triklinen Klassen auch als Meroedrien einer durch den hypohehexagonalen Typus gegebenen hexagonalen Hyposyngonie aufgefaßt werden. In diesem Falle wird die einfachste Symbolisierung normalerweise dann erhalten, wenn die vorhandenen Symmetrieelemente als erhalten gebliebene Teile der Symmetrie der hexagonal holoedrischen Klasse angesehen werden. Daß solche Kristalle zweckmäßig auf ein viergliedriges, sogenanntes hexagonales Achsenkreuz bezogen werden müssen, ergibt sich mit aller Deutlichkeit im hexagonalen Kristallsystem. Bei rhombischen, monoklinen und triklinen hypohehexagonalen Mineralarten würde sich die Einführung eines ähnlichen pseudohehexagonalen Achsenkreuzes empfehlen, derart, daß zwei Achsen, a_1 und a_3 , den Diagonalen des Netzes einer Achsenebene entsprechen, während a_2 einer der gewöhnlichen kristallographischen Achsen in dieser Ebene parallel verläuft. In bezug auf a_1 und a_3 ist also die Koordinatenachsenwahl analog derjenigen, die sich bereits bei Betrachtung hypokubischer Kristalle als Notwendigkeit herausgestellt hat. Ist eine Richtung als Digyre oder eine Ebene als Symmetrieebene ausgezeichnet, so sind Beziehungen zu wirklich hexagonalen Kristallen auf zwei Arten denkbar. Es können die Symmetrieelemente erhalten gebliebene Hauptsymmetrieelemente oder erhalten gebliebene Neben- bzw. Zwischensymmetrieelemente der hexagonalen Holoedrie sein. Betrachten wir die kristallographischen Elemente

¹⁾ Der Begriff ist hier etwas anders als bei *Fedorow* gefaßt.

und den Zerfall der hexagonalen Prismen und des Basispinakoides für die verschiedenen Meroedrien der hexagonalen Hyposyngonie, so ergibt sich nebenstehende Generalübersicht (Bezeichnung nach Fig. 312).

Wir sehen somit, daß sowohl die kubische Hyposyngonie als auch die hexagonale Hyposyngonie Mineralien enthalten, die genetisch verschiedenen Meroedrien angehören können, trotzdem sie an sich der gleichen

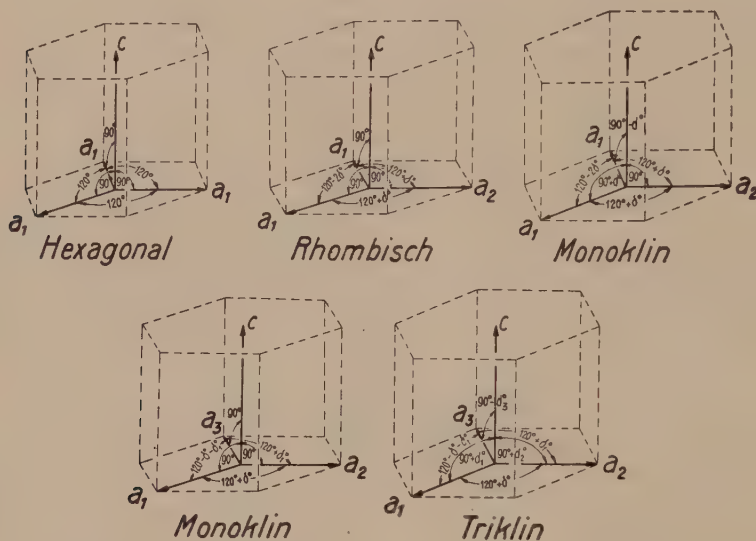


Fig. 312. Das hexagonale Achsenkreuz und seine Deformation durch Variation der Achsenlängen und Achsenwinkel. Die drei ersten Kreuze und das letzte sind der üblichen Orientierung entsprechend gezeichnet. Im zweiten monoklinen Achsenkreuz dagegen ist die gewöhnliche b -Achse zur c -Achse gemacht. Umgekehrt ist im Fall der rhombischen Hemimorphie zu beachten, daß beim zweiten Achsenkreuz, abweichend von der bekannten Aufstellung, auch a_2 Digyre sein kann. Wie man im kubischen System die drei Achsen wegen ihrer übereinstimmenden Länge einfach mit a bezeichnet, so sind hier die hypo-hexagonalen Nebenachsen, soweit sie unter sich zu zweien gleich sind, mit a_1 bezeichnet. Die Verwendung von a_2 und a_3 bedeutet demnach in diesen Figuren eine Änderung der Länge gegenüber der gewöhnlichen ersten Nebenachse a_1 .

Symmetrieklasse zuzuzählen sind. So treten in der hexagonalen Hyposyngonie die Klassen C_{2v} , C_{2h} , C_2 zweimal auf, je nachdem, ob die Digyre als Teil der Pseudo-hexagyre oder als Nebenachse aufzufassen ist. Außerdem treten mit Ausnahme der zwei trigonalen Klassen C_{3h} und D_{3h} , der hexagonalen Klassen, der tetragonalen und kubischen Klassen alle Klassen sowohl als mögliche Meroedrien der kubischen wie auch der hexagonalen Hyposyngonie auf. Auf Grund der Symmetrie allein lassen sich nur 32 verschiedene Klassen unterscheiden. Genetisch jedoch können wir unter der Annahme, daß letzten Endes jede Mineralart im weiteren

Kristallographische Achsen	Hexagonales Prisma einer Stellung	Hexagonales Prisma der anderen Stellung	Basisform	Kristallklassen
$a_1 = a_2 = a_3;$ c $\left\{ \begin{array}{l} \gamma_1 = \gamma_2 = \gamma_3 \\ = 120^\circ \\ \alpha_1 = \alpha_2 = \alpha_3 \\ = 90^\circ \end{array} \right.$	Hexagonales Prisma	Hexagonales Prisma	Pinakoid	$D_{6h}, D_6, C_{6h}, D_{3d}, C_{3i}$
	Hexagonales Prisma	Hexagonales Prisma	2 Pedien	C_{6v}, C_6
	Hexagonales Prisma	2 trigonale Prismen	Pinakoid	D_3, D_{3h}
	2 trigonale Prismen	Hexagonales Prisma	2 Pedien	C_{3v}
	2 trigonale Prismen	2 trigonale Prismen	Pinakoid	C_{3h}
	2 trigonale Prismen	2 trigonale Prismen	2 Pedien	C_3
$a_1 = a_2; a_3;$ c $\left\{ \begin{array}{l} \gamma_1 = \gamma_2 = 120^\circ + \delta^\circ \\ \gamma_3 = 120^\circ - 2\delta^\circ \\ \alpha_1 = \alpha_2 = \alpha_3 = 90^\circ \end{array} \right.$	Rhombisches Prisma + Pinakoid	Rhombisches Prisma + Pinakoid	Pinakoid	V_h, V
	Rhombisches Prisma + Pinakoid	Rhombisches Prisma + Pinakoid	2 Pedien	$C_{2v} \text{ (Digyre } \parallel c)$
	2 Domen + Pinakoid	2 Domen + 2 Pedien	Pinakoid	$C_{2v} \text{ (Digyre } \parallel a_2)$
$a_1 = a_2; a_3;$ c $\left\{ \begin{array}{l} \gamma_1 = \gamma_2 = 120^\circ + \delta^\circ \\ \gamma_3 = 120^\circ - 2\delta^\circ \\ \alpha_1 = 90^\circ + d^\circ \\ \alpha_2 = 90^\circ - d^\circ \\ \alpha_3 = 90^\circ \end{array} \right.$	Monoklines Prisma + Pinakoid	Monoklines Prisma + Pinakoid	Pinakoid	$C_{2h} \text{ (Digyre } \parallel a_2)$
	2 Domen + Pinakoid	2 Domen + 2 Pedien	2 Pedien	$C_s \text{ (SE } \perp a_2)$
	2 Sphenoide + 2 Pedien	2 Sphenoide + Pinakoid	Pinakoid	$C_2 \text{ (Digyre } \parallel a_2)$
$a_1; a_2; a_3;$ c $\left\{ \begin{array}{l} \gamma_3 = 120^\circ + \delta^\circ, \\ \gamma_1 = 120^\circ + \delta_1^\circ, \\ \gamma_2 = 120^\circ - \delta^\circ - \delta_1^\circ \\ \alpha_1 = \alpha_2 = \alpha_3 = 90^\circ \end{array} \right.$	3 Pinakoide	3 Pinakoide	Pinakoid	$C_{2h} \text{ (Digyre } \parallel c)$
	6 Pedien	6 Pedien	Pinakoid	$C_s \text{ (SE } \perp c)$
	3 Pinakoide	3 Pinakoide	2 Pedien	$C_2 \text{ (Digyre } \parallel c)$
$a_1; a_2; a_3;$ c $\left\{ \begin{array}{l} \gamma_3 = 120^\circ + \delta^\circ, \\ \gamma_1 = 120^\circ + \delta_1^\circ, \\ \gamma_2 = 120^\circ - \delta^\circ - \delta_1^\circ \\ \alpha_1 = 90^\circ + d_1^\circ \\ \alpha_2 = 90^\circ + d_2^\circ \\ \alpha_3 = 90^\circ - d_3^\circ \end{array} \right.$	3 Pinakoide	3 Pinakoide	Pinakoid	C_i
	6 Pedien	6 Pedien	2 Pedien	C

Kubische

(Hierzu











Anmerkung: Eine Trigyre + ein

Hauptsymmetrieelemente		Nebensymmetrieelemente	
3 □	+ 3 SE	6()	+ 6 SE
3 0	+ 3 SE	—	—
3 ◇	—	—	+ 6 SE
3 □	—	6()	—
3 0	—	—	—
—	—	30	+ 3 SE
—	—	—	—
—	—	—	3 SE
—	—	30	—
—	—	—	—
1 □ + 20	+ 1 SE + 2 SE	20	+ 2 SE
1 □ —	+ 1 SE —	—	—
1 □ —	+ 2 SE —	—	+ 2 SE
1 □ + 20	— —	20	—
1 ◇ + 20	— —	—	+ 2 SE
1 ◇ —	+ 2 SE —	20	—
1 ◇ —	— —	—	—
1 □ —	— —	—	—
1 0 + 10 + 10 + 1 SE + 1 SE + 1 SE		—	—
1 0 + 10 + 10 + —		—	—
1 0 + 1 SE + 1 SE		—	—
1 0 + 1 SE		10 + 10 + 1 SE + 1 SE	
1 0 —		— + 1 SE + 1 SE	
1 0 —		10 + 10 + —	
1 SE		10 + 1 SE	
1 0 + 1 SE		—	—
1 0 —		—	—
— 1 SE		—	—
— —		10 + 1 SE	
— —		10 —	
— —		— SE	
— —		—	—
— —		—	—

Hyposyngonie

Fig. 313—315)

Symmetriezentrum gibt eine Hexagyroide

Triggyren	Symmetriezentrum		
4 	Z	O_h	Kubische Holoedrie
4 	Z	T_h	" Paramorphie
4 	—	T_d	" Hemimorphie
4 	—	O	" Enantiomorphie
4 	—	T	" Tetartoedrie
1 	Z	D_{3d}	Rhomboedrische Holoedrie
1 	Z	C_{3i}	" Paramorphie
1 	—	C_{3v}	" Hemimorphie
1 	—	D_3	" Enantiomorphie
1 	—	C_3	" Tetartoedrie
—	Z	D_{4h}	Tetragonale Holoedrie
—	Z	C_{4h}	" Paramorphie
—	—	C_{4v}	" Hemimorphie
—	—	D_4	" Enantiomorphie
—	—	$[V_d]_H$	" Hemiedrie II. Art
—	—	$[V_d]_N$	" Hemiedrie II. Art
—	—	S_4	" Tetartoedrie II. Art
—	—	C_4	" Tetartoedrie I. Art
—	Z	$[V_h]_H$	Rhombische Holoedrie
—	—	$[V]_H$	" Hemiedrie
—	—	$[C_{2v}]_H$	" Hemimorphie
—	Z	$[V_h]_N$	" Holoedrie
—	—	$[C_{2v}]_N$	" Hemimorphie
—	—	$[V]_N$	" Hemiedrie
—	—	$[C_{2v}]_M$	" Hemimorphie
—	Z	$[C_{2h}]_H$	Monokline Holoedrie
—	—	$[C_2]_H$	" Hemimorphie
—	—	$[C_s]_H$	" Hemiedrie
—	Z	$[C_{2h}]_N$	" Holoedrie
—	—	$[C_2]_N$	" Hemimorphie
—	—	$[C_s]_N$	" Hemiedrie
—	Z	C_i	Trikline Holoedrie
—	—	C	" Hemiedrie

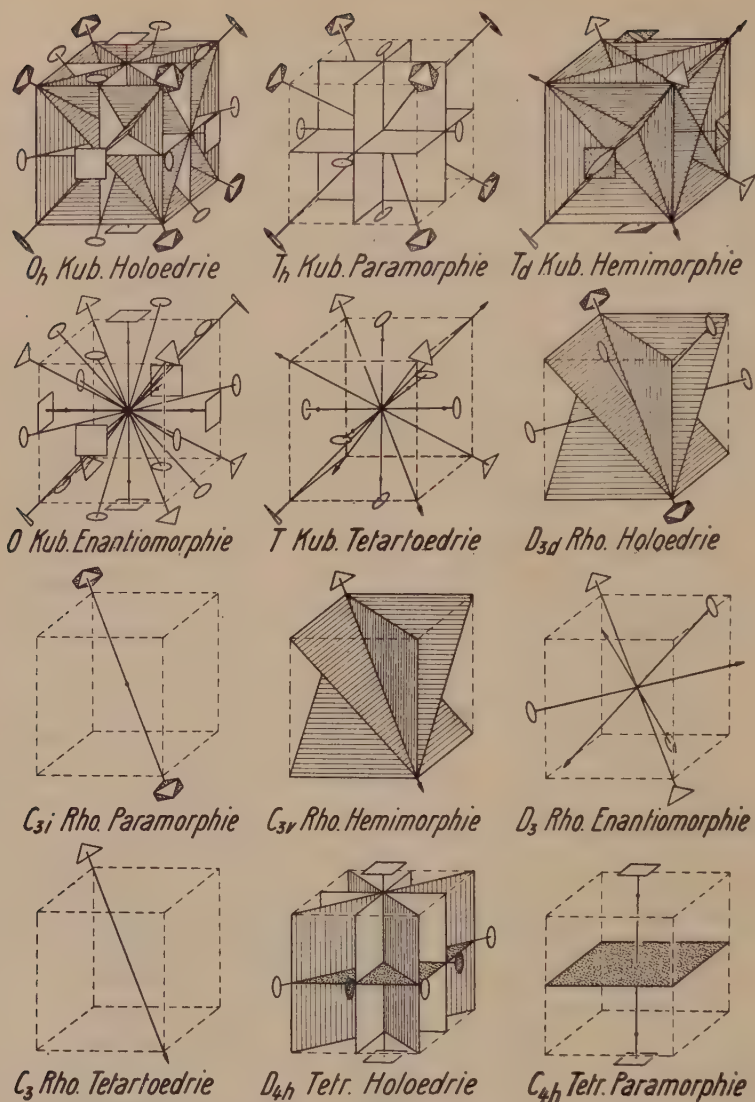


Fig 313. Die kubische Holoedrie und die daraus ableitbaren Meroedrien (Anfang). Unter Wahrung des Charakters der Gleichwertigkeit der drei aufeinander senkrecht stehenden Hauptachsenrichtungen der kubischen Holoedrie, ergeben sich beim Abbau der Symmetrieelemente zunächst die drei Hemiedrien und die Tetartoedrie des kubischen Systems. Kommen dann von den vier Trigyre, bzw. Hexagyroiden dieser fünf Symmetrieklassen je drei in Wegfall, so stellen sich die fünf Klassen des rhomboedrischen Systems ein. Acht weitere Möglichkeiten lassen sich erkennen, wenn von den drei unter sich gleichen Richtungen der kubischen Hauptachsen die vertikale vor den beiden anderen bevorzugt wird, in dem Sinn allerdings, daß diese letzteren unter sich gleichartig bleiben, ohne aber durchwegs den Charakter von Symmetriachsen zu behalten. Es entsprechen diese 8 Fälle, von denen zwei in dieser Figur, die sechs übrigen in der folgenden Figur dargestellt sind, den Klassen des tetragonalen Systems.

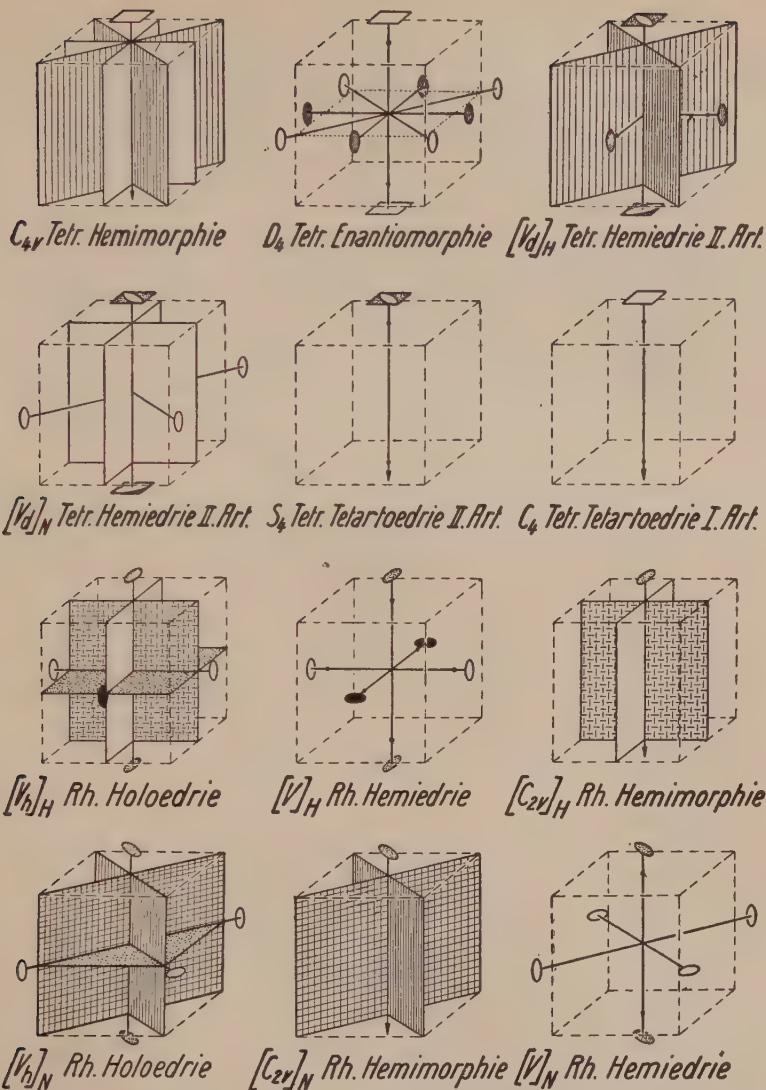


Fig. 314. Die kubische Holodrie und die daraus ableitbaren Meroedrien (Fortsetzung). Die dritte und vierte Zeichnung dieser Figur stellen den gleichen Symmetriefall dar. Da aber in kubisch holodrischer Deutung die verbliebenen Symmetrieelemente z. T. nicht die gleiche Rolle spielen, müssen bei der hier gewählten Betrachtungsweise die beiden Fälle auseinandergehalten werden. Von der üblichen Stellung weicht $[Va]_N$ um eine Drehung von 45° um die Tetragyroide ab. — Durch das Vorhandensein von drei aufeinander senkrecht stehenden, aber unter sich ungleichwertigen kristallonomischen Richtungen sind die drei Symmetrieklassen des rhombischen Systems gekennzeichnet. Je nachdem, ob Haupt- oder Nebensymmetrieelemente des kubisch holodrischen Komplexes bestehen bleiben, ergeben sich total sieben verschiedene Fälle, von denen die drei ersten der gewöhnlichen Aufstellung entsprechen, die vier anderen aber sich davon durch Drehungen von je 45° , sei es um die vertikale, sei es um eine horizontale Achse, unterscheiden. Letzterer Fall ist in Fig. 315 dargestellt.

Sinne entweder hypokubisch oder hypohexagonal ist, 57 verschiedene Hauptfälle unterscheiden, davon gehören 33 der kubischen Hyposyngonie an, 24 der hexagonalen. Bei Anwendung dieser genetischen Betrachtungsweise ist die althergebrachte Ableitung der niedrigsymmetrischen Kristall-

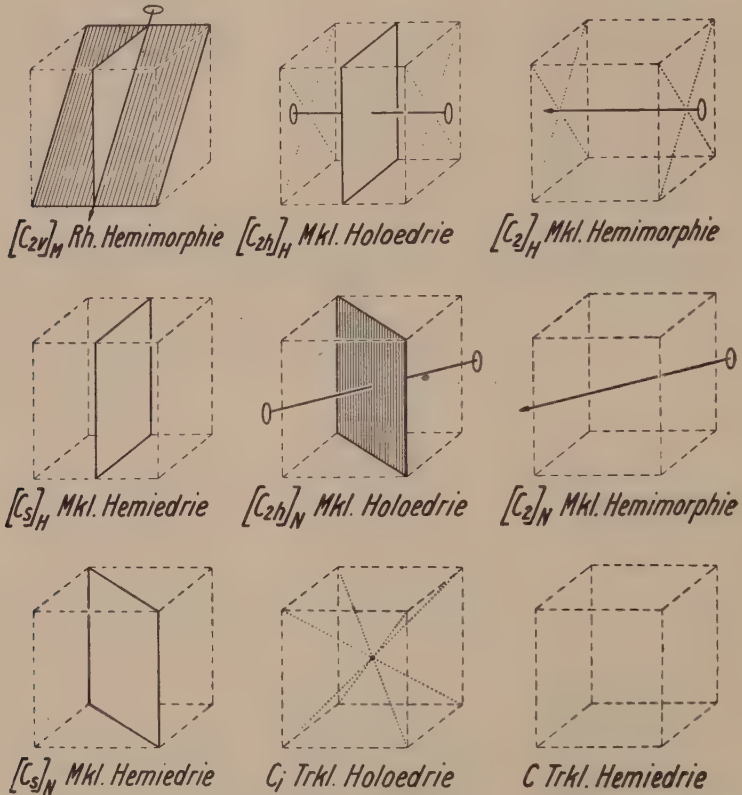

































Fig. 315. Die kubische Holoedrie und die daraus ableitbaren Meroedrien (Schluß). Die monoklinen Klassen haben das gemeinsam, daß es eine einzige kristallogonomische Flächenlage gibt, auf der eine Kristallkante senkrecht stehen kann. Dreierlei Komplexe von Symmetrieelemente gehören dahin. Der kubischen Holoedrie gegenüber können sie aber je eine doppelte Lage haben, so daß im ganzen sechs Fälle zu unterscheiden sind. Die drei erstgezeichneten entsprechen der üblichen kristallographischen Orientierung, die drei andern stellen Neuorientierungen dar. — Werden schließlich die beiden triklinen Klassen noch dazu gezählt, so ergeben sich, unter Berücksichtigung eventl. mehrfacher Aufstellungsmöglichkeiten, total 33 kubische und hypokubische Klassen.

klassen aus den höhersymmetrischen durch Wegfall von Symmetrieelementen die gegebene, nur haben in diesem Falle die Einteilungen in die „Systeme“ ihren Sinn verloren. Die Tabellen auf Seite 654/5 und 659 (vergl. Fig. 313—317) veranschaulichen diese Ableitung, wobei die für den Idealtypus gleichwertigen Elemente einzeln untersucht werden. In der

hexagonalen Hyposyngonie ist zwischen den sogenannten Nebensymmetrieelementen (Digyren parallel den kristallographischen Nebenachsen, Symmetrieebenen senkrecht dazu) und den Zwischensymmetrieelementen (Digyren parallel den kristallographischen Zwischenachsen, Symmetrieebenen senkrecht dazu) nicht unterschieden worden, da sie in der Holoedrie phänomenologisch gleichartig sind. Berücksichtigt man die Struktur der hexagonal holoedrischen Kristalle, so ergibt sich allerdings ein Unterschied, der in acht Meroedrien zu verschiedenen Fällen führen würde, nämlich da, wo Neben- und Zwischensymmetrieelemente sich nicht gleich verhalten, d. h. in den Symmetrieklassen C_{3v} , D_3 , D_{3d} , D_{3h} , $[C_{2v}]_N$, $[C_{2h}]_N$, $[C_2]_N$ und $[C_s]_N$.

Hexagonale Hyposyngonie

(Hierzu Fig. 316 und 317)

Hauptsymmetrieelemente	Neben- und Zwischensymmetrieelemente	Z	
1  + 1 SE	3  + 3  + 3 SE + 3 SE	Z	D_{6h} Hexagonale Holoedrie
1  + 1 SE	— — — —	Z	C_{6h} " Paramorphie
1  —	— — + 3 SE + 3 SE	—	C_{6v} " Hemimorphie
1  —	3  + 3  — —	—	D_6 " Enantiomorphie
1  —	— — — —	—	C_6 " Tetartoedrie
1  —	3  — + 3 SE —	Z	D_{3d} Rhomboedrische Holoedrie
1  —	— — — —	Z	C_{3i} " Paramorphie
1  —	— — + 3 SE —	—	C_{3v} " Hemimorphie
1  —	3  — — —	—	D_3 " Enantiomorphie
1  —	— — — —	—	C_3 " Tetartoedrie
1  + 1 SE	— — — —	—	C_{3h} Trigonale Paramorphie
1  + 1 SE	3  — 3 SE —	—	D_{3h} " Holoedrie
1  + 1 SE	1  + 1  + 1 SE + 1 SE	Z	V_h Rhombische Holoedrie
1  —	1  + 1  — —	—	V " Hemiedrie
1  —	— — + 1 SE + 1 SE	—	$[C_{2v}]_H$ " Hemimorphie
— + 1 SE	1  — + 1 SE —	—	$[C_{2v}]_N$ " Hemimorphie
1  + 1 SE	— — — —	Z	$[C_{2h}]_H$ Monokline Holoedrie
1  + —	— — — —	—	$[C_2]_H$ " Hemimorphie
— 1 SE	— — — —	—	$[C_s]_H$ " Hemiedrie
— —	1  — + 1 SE —	Z	$[C_{2h}]_N$ " Holoedrie
— —	1  — — —	—	$[C_2]_N$ " Hemimorphie
— —	— — + 1 SE —	—	$[C_s]_N$ " Hemiedrie
— —	— — — —	Z	C_i Triklone Holoedrie
— —	— — — —	—	C " Hemiedrie

Die Erörterungen haben uns gezeigt, daß man zu einer neuen und wesentlich komplexeren Einteilung der Mineralien nach ihren Symmetrieverhältnissen gelangt, wenn jede nichtkubische oder nichthexagonale

Kristallart als deformiert kubisch, bzw. deformiert hexagonal bezeichnet wird, wobei allfällige Symmetrieelemente Bestandteile der Symmetrie des Idealtypus sind. Die Frage, ob eine derartige Auffassung der Kristallmorphologie eine Notwendigkeit sei, ob sie gerechtfertigt oder

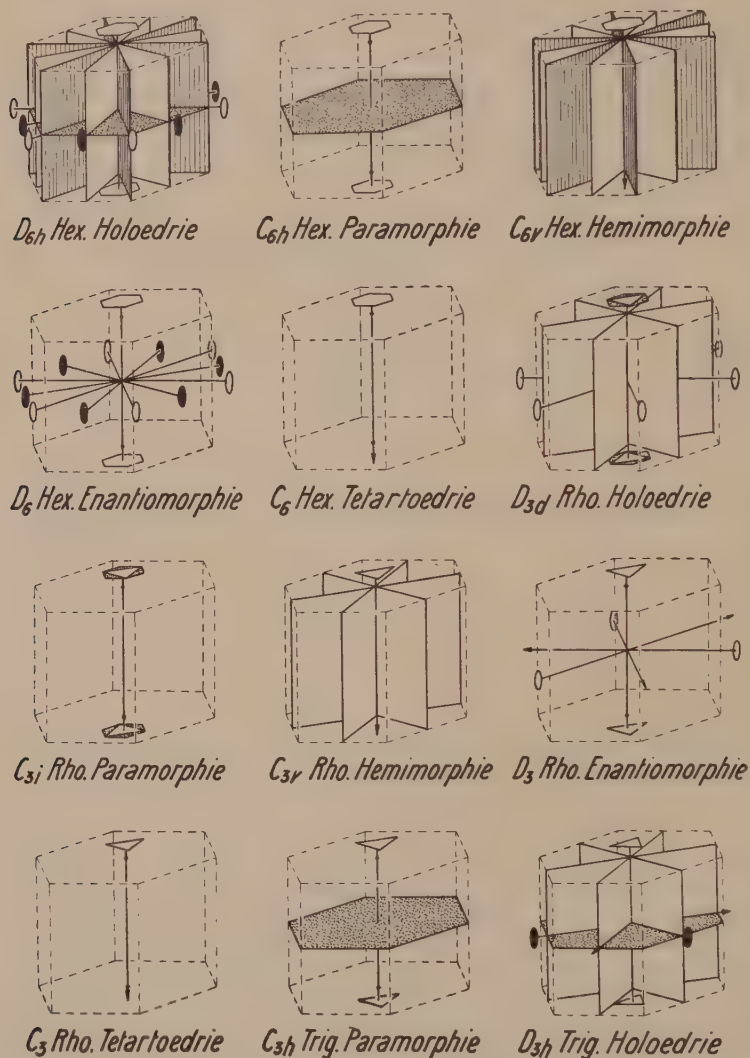


Fig. 316. Die hexagonale Holoedrie und die daraus ableitbaren hexagonalen, rhomboedrischen und trigonalen Meroedrien. Die hier dargestellten 12 Klassen bilden das hexagonale System der *Naumannschen* Einteilung. Die 5 rhomboedrischen decken sich mit den entsprechenden Klassen der hypokubischen Reihe (Fig. 313). Die Einzeichnung des hexagonalen Prismas hier und des Würfels dort macht den Unterschied klar. Alle diese 12 Klassen sind übrigens in der gewöhnlichen kristallographischen Orientierung gezeichnet. Von einer Unterscheidung der hexagonalen Neben- und Zwischenelemente wurde abgesehen, wiewohl der Unterschied strukturell z. T. nicht belanglos ist.

unwahrscheinlich erscheine, ist nicht leicht zu beantworten. Einen Beweis für die Richtigkeit der genannten Auffassung kann es der Natur der Sache nach nicht geben. Rein geometrisch ist die Vorstellung durchaus zulässig. Das geht hervor aus den in der „Allgemeinen

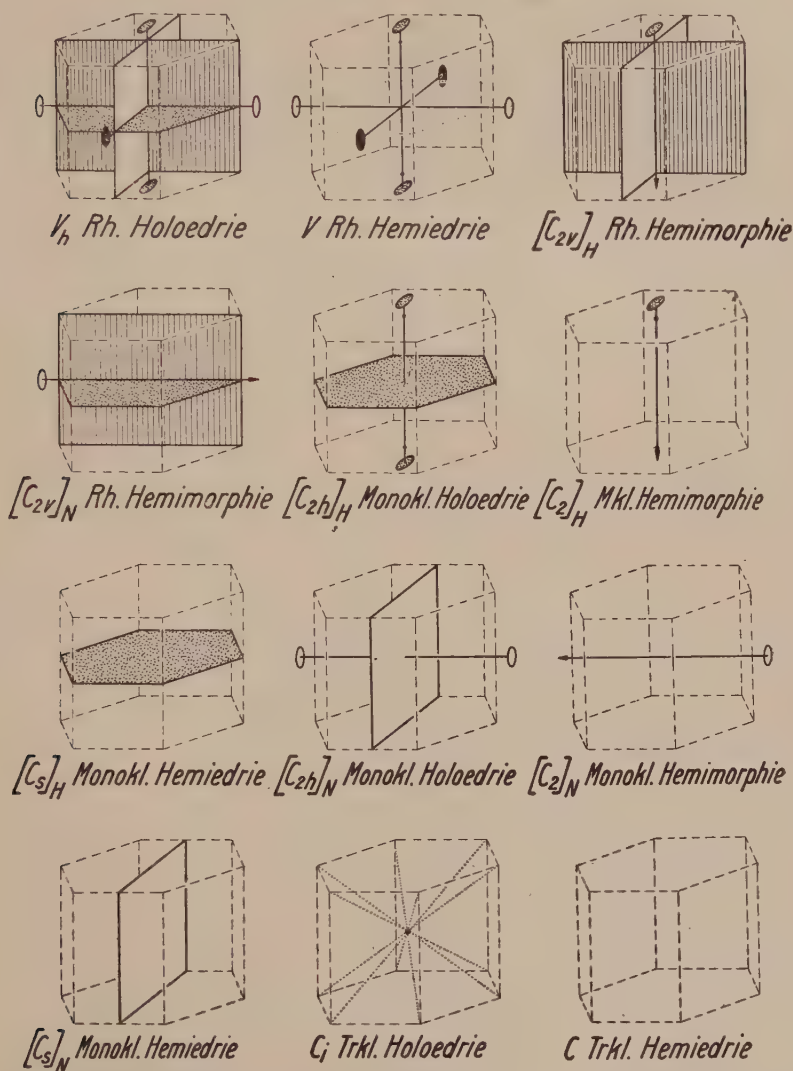


Fig. 317. Die hypohexagonalen Klassen. Lediglich der bloßen Symmetrie nach sind nur acht Klassen zu unterscheiden. Da es aber bei dieser Ableitung darauf ankommt, ob die vorhandenen Symmetrieelemente hexagonal-holoedrischen Haupt- oder Nebensymmetrieelementen entsprechen, gibt es für C_{2v} , C_{2h} , C_2 und C_s je zwei Aufstellungen, so daß im ganzen 12 hypohexagonale Klassen resultieren. Der Vergleich mit den hypokubischen Klassen gleicher Symmetrie, deren es übrigens 15 gibt (Fig. 314, 315), ist von besonderem Interesse und durch die eingezeichneten Umrisse des hexagonalen Prismas mit Basis, bzw. des Würfels erleichtert.

Mineralogie“ (Seite 175) sich vorfindenden Erörterungen über die Beziehungen, die zwischen den einzelnen Raumgittern und Kristallsystemen herrschen, ist aber auch eine Konsequenz des Umstandes, daß die kubische Holoedrie oder die hexagonale Holoedrie die übrigen Symmetriegruppen als Untergruppen enthalten. Man könnte sich somit auf den Standpunkt stellen, diese durch die Raumgitterstruktur bedingten formalen Analogien seien allein für das Gelingen eines derartigen Klassifikationsversuches verantwortlich zu machen, ein tieferer Sinn komme der ganzen Betrachtungsweise nicht zu. Gegen diese rein formalistische Deutung lassen sich jedoch gewichtige Einwände ins Feld führen.

Absichtlich haben wir von im engeren Sinne hypokubischen, bzw. hypotetragonalen und hypohexagonalen Kristallen eine Gruppe etwas „stärker deformierter“ Mineralien abgetrennt. Es sollte zunächst gezeigt werden, daß es tatsächlich Kristallarten an sich niedriger Symmetrie gibt, die notwendigerweise als pseudohöher-symmetrisch beschrieben werden müssen, deren morphologische Verhältnisse denjenigen kubischer, tetragonaler oder hexagonaler Kristalle nahe kommen. Es sollte hervorgehoben werden, daß, wie man sich auch zu den Versuchen stellt, selbst relativ stark abweichend gebaute Mineralien als hypokubisch (hypotetragonal) oder hypohexagonal anzusehen, nicht geleugnet werden kann, daß viele Mineralausbildungen uns zwingen, Entwicklungsreihen anzunehmen, die im kubischen oder im hexagonalen System gipfeln. Nun ist es *Fedorow* bis zu einem gewissen Grade gelungen darzutun, daß mit der Größe der Abweichung von „idealen Typen“ die Zahl der Kristallarten abnimmt. Unter den Mineralien, die wir in unserer vierten morphologischen Gruppe vereinigt hatten, ist ja nur ein kleiner Teil wirklich schwierig eindeutig klassifizierbar, viele der dort behandelten Spezies (z. B. die Feldspäte, die Epidotmineralien, Topas usw.) lassen sich zwanglos einer Meroedrie der zwei Hyposyngonien zuordnen. Und wenn eine solche Zuordnung möglich ist, so vereinfacht sich (man beachte z. B. die Feldspäte) die morphologische Beschreibung außerordentlich. Man bedenke nur, wie häufig die Formenentwicklung ein viel übersichtlicheres Bild ergibt, wenn man in rhombischen oder monoklinen Kristallen die Symmetrieebenen als kubische (oder ev. hexagonale) Nebensymmetrieebenen deutet, also ein anderes als das gewöhnliche Achsenkreuz einführt. Vor allem aber sieht man, und das ging schon aus den Zusammenstellungen in der „Allgemeinen Mineralogie“, Seite 614 bis 634 hervor, daß im großen und ganzen einfacher gebaute Kristalle wirklich den Idealtypen sehr nahe kommen und nur komplexere Verbindungstypen (besonders auch solche organischer Natur) so gebaut sind, daß man sich fragen muß, ob eine eindeutige Zuordnung zu einer der Meroedrien der zwei Hyposyngonien nicht willkürlich sei. In solchen Fällen lassen sich dann nicht selten mehrfache Anklänge an höhere Symmetrie nachweisen auch in Zonen, die zu den Symmetrieelementen beliebig orientiert sind. Es ist indessen (allerdings ist auch das zum Teil als einfache Folge der Raumgitterlehre darstellbar) wohl kein Mineral bekannt, dem man auf Grund solcher Beziehungen eine einfachere Aufstellung verleihen könnte, eine Aufstellung, bei der die Symmetrieelemente nicht meroedrisch kubisch oder hexagonal deutbar sind. Das darf uns natürlich nicht davon abhalten, solche Beziehungen (wie z. B. beim Markasit) zu vermerken und darauf hinzuweisen, daß bei sehr starker Abweichung sich verschiedene Tendenzen durchkreuzen können. Wenn man will, ist dies eher eine Bestätigung als ein Gegenbeweis für das Bestreben möglichst symmetrischer Entwicklung.

Die Auffassung, daß das Symmetrieprinzip die Kristallmorphologie weitgehend beherrsche und daß die kubische und die hexagonale

Hyposyngonie die Hauptstämme der Entwicklungsreihen darstellen, ist also unzweifelhaft zulässig, wenn auch nicht streng beweisbar. Sie ist als Arbeitshypothese, als philosophische Doktrin zu bewerten, als solche aber, wie hoffentlich die Mineralbeschreibungen gezeigt haben, höchst fruchtbar. Nach ihr stellen nicht die triklinen Kristalle das Idealbild des kristallisierten Zustandes dar, das durch Symmetrieeigenschaften gewissermaßen von seinem Wesen charakteristische Züge einbüßt. Die kubischen und die hexagonalen Kristallarten sind die typischen Repräsentanten kristalliner Substanz und jede Abweichung von den zwei möglichen Höchstsymmetrien hat ihre besondere Ursache, ist durch die Komplexheit der Kristallbausteine bedingt. Die morphologischen Verhältnisse eines Kristalles müssen wir messen an den Verhältnissen, die kubische und hexagonale Kristallarten darbieten. Diese Auffassung scheint auch die einzig zulässige zu sein, wenn wir annehmen, daß die letzten Bausteine der Materie für uns strukturlos sind. Das werden wir aber wohl müssen, sonst dürften wir vor der weiteren Frage, durch was ihre Struktur bedingt ist, nicht haltmachen. Sind sie strukturlos, so muß sich die Aggregation nach den Gesetzen der Symmetrie vollziehen, denn sie stellen damit den Mittelpunkt eines isotropen Feldes dar. Die diskontinuierliche Struktur der Materie bedingt die charakteristische Symmetrie der durch Zahl und Anordnung anderer Teilchen gekennzeichneten Aggregate, die von selbst zum höchstsymmetrischen Typ tendieren. Wie uns die Struktur der Edelgasatome ein Maß gibt, die einzelne Atomstruktur zu charakterisieren, so ist der ideale Fall einer kubischen oder hexagonalen Massenverteilung im Kristall das Maß für die Beurteilung der individuellen Kristallstruktur. Eine einheitliche Auffassung der morphologischen Prinzipien der anorganischen Welt ist auf diese Weise möglich geworden.

Es ist selbstverständlich, daß die hier verfochtenen Anschauungen für die ganze Kristallbeschreibung von fundamentaler Bedeutung sind. Ihr genialer Begründer, *E. v. Fedorow*, der sich auf wichtige Arbeiten, insbesondere französischer Kristallographen, stützen konnte, hat das mit aller Schärfe erkannt und in seinem umfangreichen Werke „Das Kristallreich“ einen ersten großzügigen Versuch einer natürlichen morphologischen Klassifikation der Kristalle geschaffen. Er hat versucht, jedem Kristall in der morphologischen Entwicklungsreihe einen bestimmten Platz anzuweisen, um so eine kristallochemische Analyse zu ermöglichen, das heißt eine Bestimmung der Kristallart auf Grund der morphologischen Verhältnisse, die sie darbietet. Eine solche strenge Klassifikation hat zur Voraussetzung, daß man die „richtige“ Aufstellung nach einheitlichen, unveränderlichen Prinzipien vornimmt. *Fedorow* ging von der Tatsache aus, daß jeder Kristallart eine relativ geringe Zahl häufiger Wachstumsformen zukommt, die als Leitformen angesehen werden können. Diejenige Aufstellung ist nach ihm die richtige, die den ersten neun Flächenlagen die einfachsten Symbole verleiht, etwa so, daß die unter einfachen Annahmen berechenbaren Netzdichten eine minimale Summe ergeben. Weiterhin ist aber zu berücksichtigen, ob die Aufstellung auch eine relativ gute Annäherung an hypokubische oder hypohexagonale Verhältnisse darbietet, indem man einen Faktor einführt, der die Abweichung von ideal kubischen oder hexagonalen Verhältnissen (in einer Hauptzone) mißt. Jede Kristallart erhält dann ein bestimmtes Symbol, das die

hauptsächlichsten Beziehungen zum Ausdruck bringt. *Fedorow* ging von der *Bravais*schen Annahme aus, daß Kristallmolekeln einfache Raumgitter bilden. Er hat unserer Meinung nach zu stark schematisiert und die zonalen Beziehungen zu wenig berücksichtigt. Heute läßt sich wohl noch keine Methode angeben, die widerspruchlos eine

Kubische Zonen

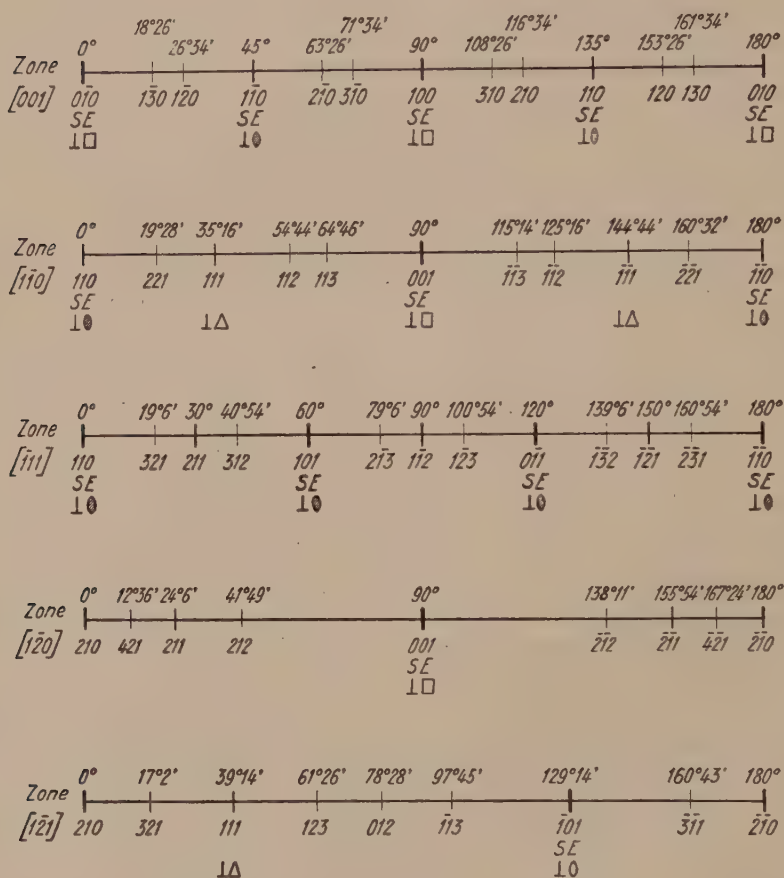


Fig. 318. Winkelverhältnisse in den wichtigsten kubischen Zonen. Die Abstände zwischen den einzelnen Flächen sind den gegenseitigen Neigungen proportional (1 mm = 2°).

eindeutige Klassifikation in allen Fällen nach ein- und demselben Prinzip gestatten würde. Ob ein derartiges Vorgehen überhaupt möglich ist, bedarf noch weiterer Untersuchung, mehrfach ist ja darauf hingewiesen worden, wie in extremen Fällen eine eindeutige Zuordnung Schwierigkeiten begegnet. Es wäre indessen denkbar, in solchen Fällen das Mineral gleichzeitig an verschiedenen Orten aufzuführen, so daß

eine kristallmorphologische Analyse dadurch nicht verunmöglicht würde. In diesem Buch ist versucht worden, möglichst den gesamtmorphologischen Aspekt zu berücksichtigen. Dafür läßt sich aber kaum ein einfacher, zahlenmäßiger Ausdruck finden.

Vorläufig scheint es am zweckmäßigsten, bei der Beurteilung einer rhombischen, monoklinen oder triklinen Kristallart etwa folgendermaßen vorzugehen. Man probiert die verschiedenen Aufstellungsmöglichkeiten, die so beschaffen sind, daß vorhandene Symmetrieelemente

Tetragonale und hypotetragonale Zone [001]

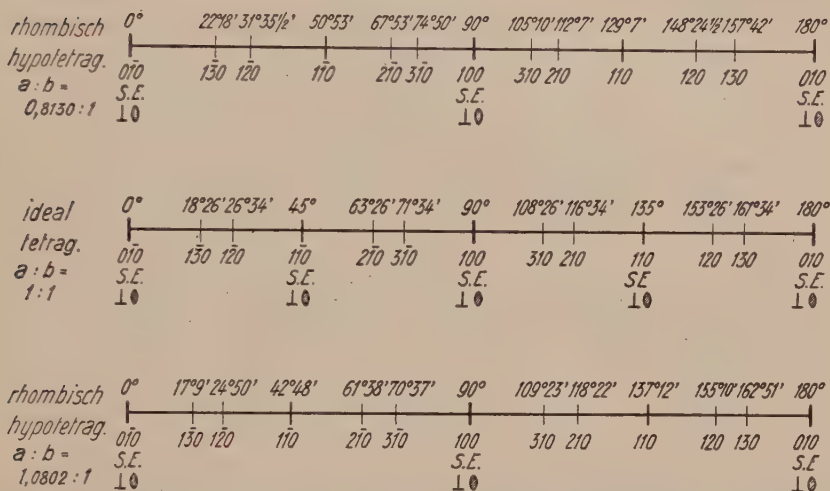


Fig. 319. Die Winkelverhältnisse in der ideal-tetragonalen c-Achsenzone unterscheiden sich nicht von denjenigen in der [001]-Zone kubischer Kristalle (Fig. 318). Aus der obersten und untersten Zeichnung ist die durch Variation des Achsenverhältnisses bedingte Flächenverschiebung im einen und anderen Sinn zu ermessen.

pseudokubisch oder pseudohexagonal deutbar bleiben (siehe Tabellen auf Seite 654/5 und 659). Um rasch nachprüfen zu können, ob die wichtigsten Zonen hypokubische oder hypoexagonale Verhältnisse aufweisen, sind in den Figuren 318—320 die Winkelverhältnisse solcher Zonen dargestellt, wobei auch Deformationen „tetragonaler“ oder „hexagonaler“ Zonen berücksichtigt wurden. Man mißt also solche Zonen und trägt von irgend-einem Ausgangspunkte auf einer Geraden die Winkel ab, versucht dann, mit welchen der gezeichneten Diagramme durch Verschiebung am ehesten eine Übereinstimmung auch in bezug auf die Wichtigkeit der Flächen zu erhalten ist. Dann ist die Lage dieser Zonen zueinander in Betracht zu ziehen, auch Spaltbarkeit und Zwillingsbildung sind zu berücksichtigen. In den meisten Fällen werden auf Grund dieser Überlegungen

nur wenige, eventuell nur eine Aufstellung als zweckmäßig in Frage kommen. Diese Aufstellungen sind nun noch in bezug auf die Formen-
zusammengehörigkeit und die relative Einfachheit der Symbole zu prüfen,
am besten durch Einzeichnen in Dreiecksprojektionen. Die abgeleiteten
Zonen müssen auch hier als relativ einfache erscheinen.

Hexagonale und hypohexagonale Zone [0001]

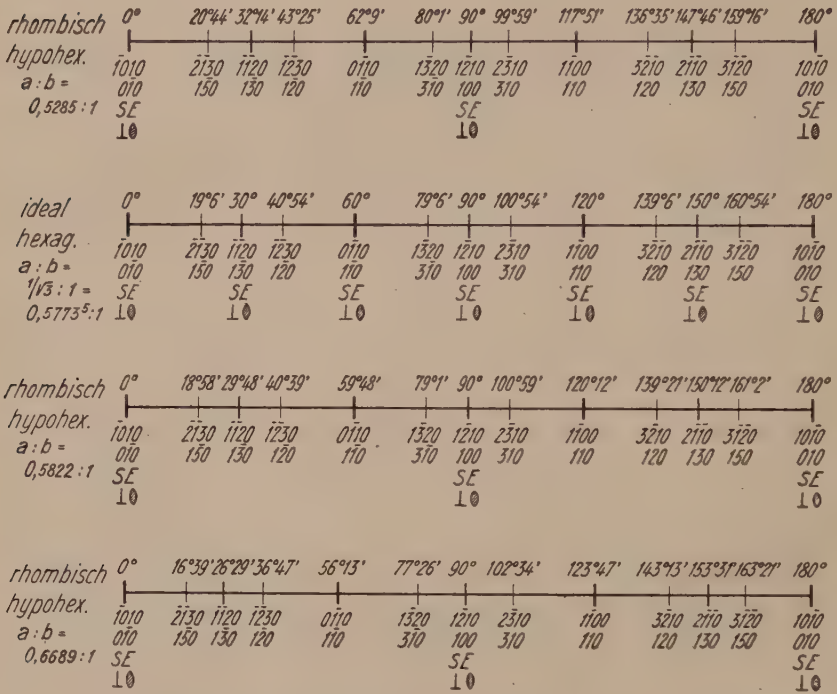


Fig. 320. Die ideal-hexagonale [0001]-Zone entspricht in den Winkelverhältnissen genau der kubischen $[\bar{1}11]$ -Zone (Fig. 318). Zwischen den 3 gliederigen rhombischen Symbolen hkl und den 4 gliederigen $h^*k^*i^*l^*$ besteht die Beziehung: $h = h^* + i^*$, $k = h^* - i^*$. Der Unterschied gegenüber den Formeln von Seite 328 ist dadurch gegeben, daß 010 jetzt zu $10\bar{1}0$, statt wie dort zu 0110 gemacht ist.

Dieses Vorgehen, das absichtlich bei der Beschreibung der vierten morphologischen Gruppe noch nicht in aller Strenge angewandt wurde, um von vornherein den Einwand zu entkräften, daß nach bestimmtem Schema gearbeitet werde, wird fast ausnahmslos zu eindeutigen oder doch wenigdeutigen Resultaten führen und so, bis zu einem gewissen Grade, die Willkür der Aufstellung beseitigen. Die Mineralart selbst läßt sich dann morphologisch charakterisieren:

1. Durch die Aufstellung, die auf die Analogie mit kubischen (tetragonalen) oder hexagonalen Verhältnissen aufmerksam macht.
2. Durch die Wahl der Einheitsfläche, die Rücksicht nimmt auf die normalerweise gekoppelten Eigenschaften, welche den mehr oder weniger isometrischen, blätterigen oder stengeligen oder blätterig-stengeligen Mineralien zukommen.
3. Durch die individuellen Eigenschaften des morphologischen Komplexes, die sich in charakteristischer Dominanz einzelner Flächen oder Zonen gegenüber dem Normalfall oder in charakteristischem Fehlen solcher Elemente kundgeben (z. B. Fehlen der Basis bei Quarz usw.). Das Projektionsbild verglichen mit dem Projektionsbild eines „idealen“ Typus (Fig. 321—324) bringt die Eigenart zum Ausdruck.
4. Durch die erkennbaren Habitus- und Trachtentwicklungen und ihre gegenseitigen Beziehungen.

Hat man für eine Zone, deren Flächen sich auf zwei nahezu oder genau aufeinander senkrechtstehende Achsen beziehen lassen, bereits Achsenverhältnisse bestimmt, so ist folgendes zu beachten:

Achsenverhältnis ungefähr 1 : 1. Die Zone kann Hauptachsenzone eines hypokubischen Kristalles sein.

Achsenverhältnis ungefähr 1 : 1,414 oder 0,707 : 1. In diesem Falle ist denkbar, daß von den zwei Achsen die eine einer Hauptachse, die andere einer Nebenachse des hypokubischen Kristalles parallel verlaufe. Die Zone ist eine Nebenachsenzone. (Achsen ev. auch parallel einer [111]- und einer [211]-Richtung.)

Achsenverhältnis ungefähr 1 : 1,225 oder 0,816 : 1. Es ist möglich, daß die eine Achse einer Trigyre, die andere einer Nebenachse des hypokubischen Kristalles entspricht. Die Zone würde dann einer [211]-Richtung parallel gehen.

Achsenverhältnis ungefähr 1 : 1,732 oder 0,577 : 1. Die Zone ist pseudohexagonal, die Zonenachse kann einer Trigyre hypokubischer oder einer Hexagyre hypohexagonaler Mineralien entsprechen. Da die charakteristischen Werte 0,577; 0,707; 0,816; 1; 1,225; 1,414; 1,732 in regelmäßigen Intervallen aufeinanderfolgen, wird es an einem Kristall immer mindestens eine Hauptzone geben, die angenähert so deutbar ist. Ob aber das Gesamtverhalten mit einer derartigen Auffassung harmonisiert, wird jeweils nur die Projektion, das Studium der Gesamtmorphologie, zeigen können. Sind von diesen Werten stark abweichende Zahlen als die zweckmäßigsten für die betreffende Zone bestimmt worden, so muß es sich um stark einseitig deformierte, stengelige, blätterige oder stengelig-blätterige Modalitäten handeln. Dann müssen die zu der einen Achse senkrechten oder nahezu senkrechten Richtungen untersucht werden, um zu erkennen, ob hypotetragonales oder hypohexagonales Verhalten vorherrscht.

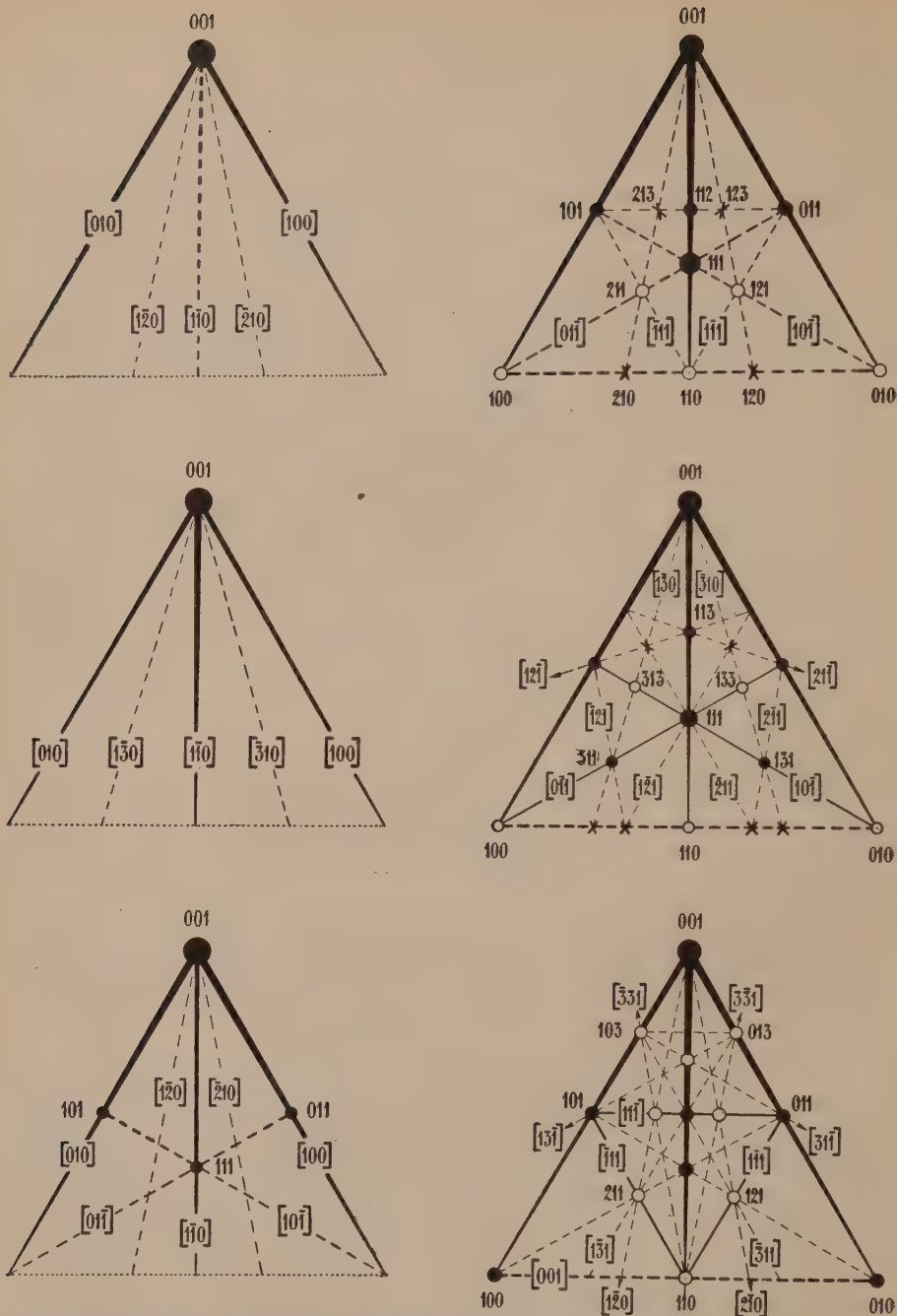


Fig. 321. Schematische Dreiecksprojektionen der wichtigsten Flächen und Zonen von Idealtypen tetragonaler Kristallisation (I. Teil). Hier wie in der nebenstehenden Figur bezieht sich die oberste Horizontalreihe auf das einfachste, die mittlere auf das allseits flächenzentrierte und die unterste auf das innenzentrierte Raumgitter. Von links nach rechts ist der Wechsel im Aussehen der Figuren durch die Verschiedenheit des Achsenverhältnisses bedingt. Die erste Vertikalreihe (links) stellt den extremblättrigen Typus dar mit $a:c = 1:4$. Die folgende Vertikalreihe repräsentiert die schwach tafelige Modalität ($a:c = 1:2$). Es kommen auf der nächsten Seite die stengeligen Mineralien, zunächst mit $a:c = 1:\frac{1}{2}$, dann mit $a:c = 1:\sqrt{\frac{1}{2}}$.

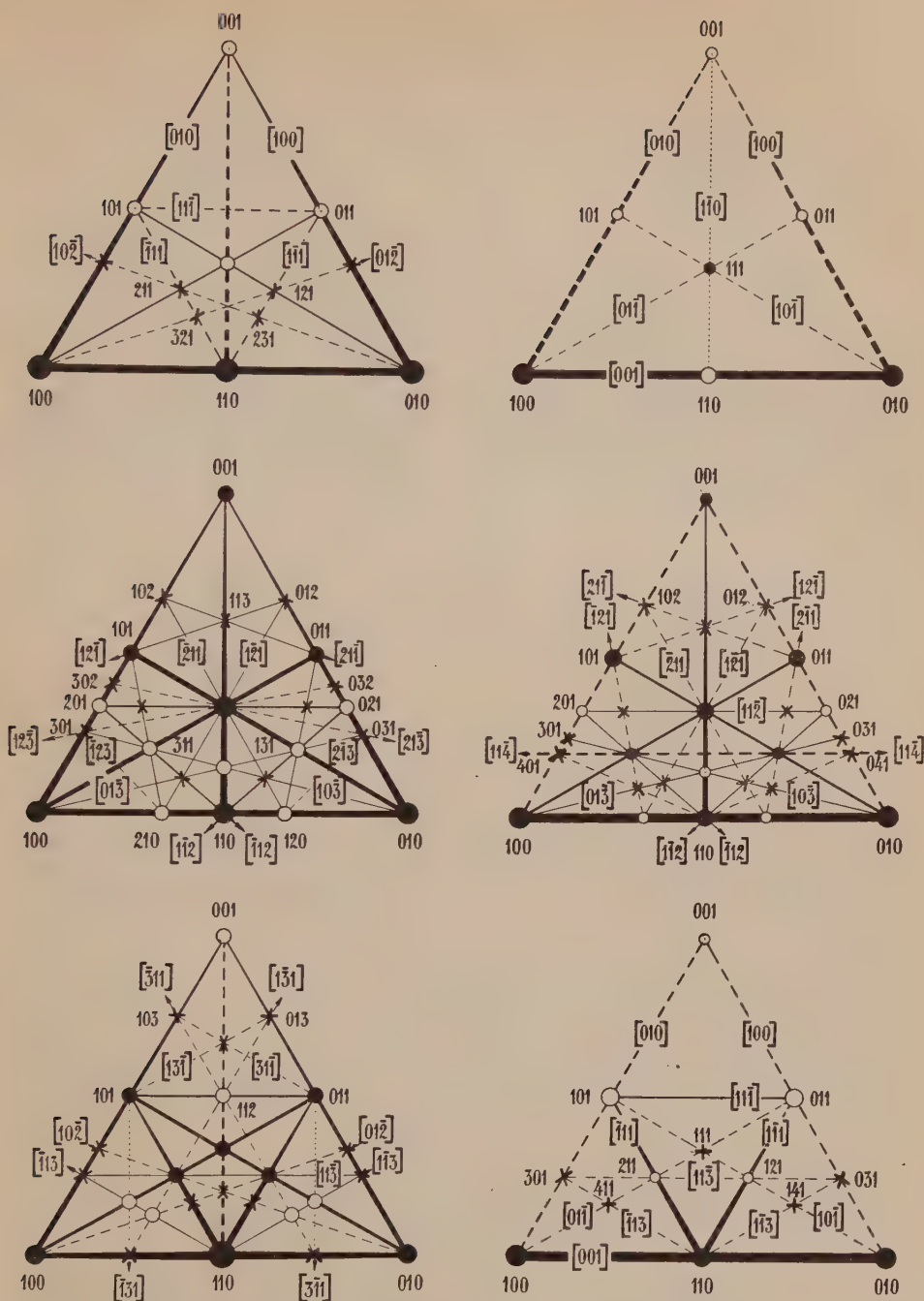


Fig. 322. Schematische Dreiecksprojektionen der wichtigsten Flächen und Zonen von Idealtypen tetragonaler Kristallisation (II. Teil). Das Schwergewicht der Projektion rückt von der Dreieckspitze kontinuierlich zur Dreiecksbasis in dem Maße, wie die Kristalle von der blätterigen Modalität zur stengeligen hintendieren, d. h. wie c bei festem a von großen Werten zu kleinen sinkt. Die früheren Figuren 96, 98, 99, 102, 107, 116, 121, 122, 133, 135, 137, 140, 143, 148 sind treffliche Belege für diese Auffassung und zeigen anderseits, wie jede Mineralart dem Idealtypus gegenüber die individuelle Eigenart zum Ausdruck bringen kann. — Um die Figuren nicht über Gebühr zu komplizieren, sind die Flächen und Zonen nur z. T. symbolisiert. Der Vergleich benachbarter Figuren, zur Not auch eine einfache Rechnung, gestattet die rasche Deutung unbezeichneter Elemente.

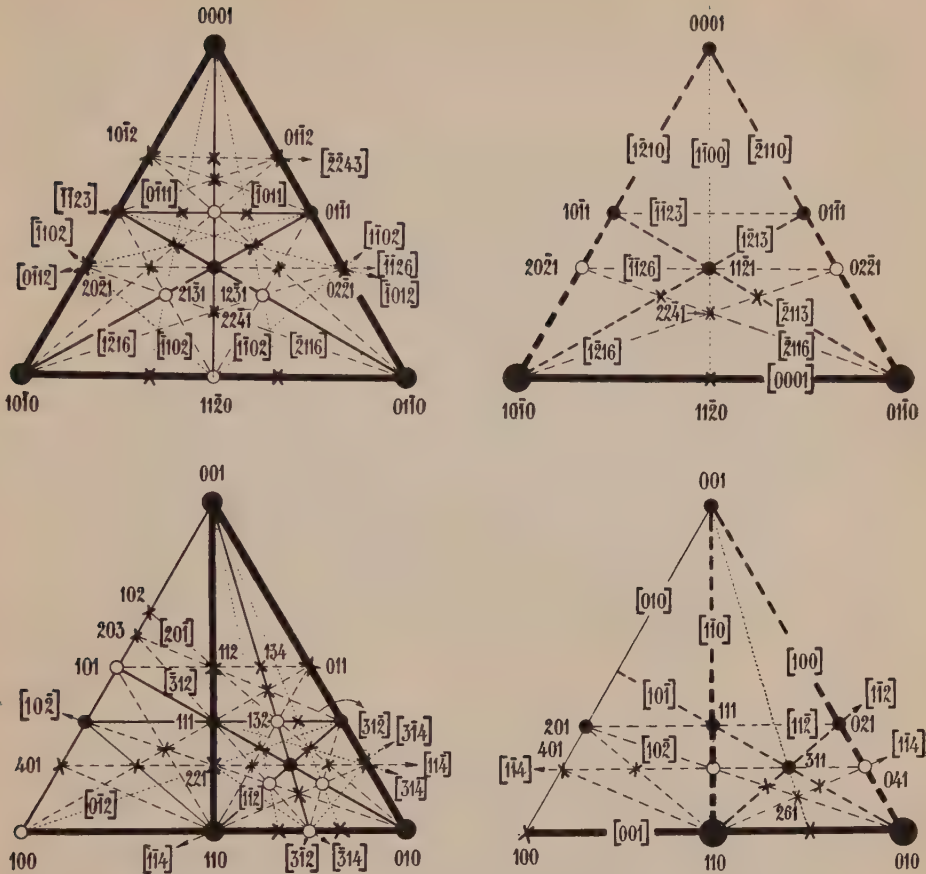


Fig. 324. Idealprojektionen für intermediäre (links) und stengelige (rechts) Mineralien der hexagonalen (oben), bzw. hypohexagonalen (unten) Reihe. Links ist $a:c = 1:1$, bzw. $a:b:c = 1:\sqrt{3}:1$, rechts ist $a:c = 1:\frac{1}{2}$, bzw. $a:b:c = 1:\sqrt{3}:\frac{1}{2}$. Die Zone der c -Achse tritt stark hervor, andere Flächen liegen dieser Zone benachbart. In den Figuren 155, 168, 173, 185, 208, 209, 211, 220 entsprechen die Hauptdreiecke den Zeichnungen der jetzigen unteren Reihe, die kleinen Hilfsdreiecke den Zeichnungen der oberen, hexagonalen Reihe.

bare Gesetzmäßigkeiten darstellbar ist. In der „Allgemeinen Mineralogie“ konnte dargetan werden, daß die Kristallstruktur ihrerseits Anordnungs- und Konstellationsverhältnisse der Massenteilchen darbietet, die den Molekülen und Atomen nicht fremd sind. Atombau, Molekülbau, Kristallbau und äußere Kristallmorphologie sind somit bis zu einem gewissen Grade miteinander durch die gleichen Gesetzmäßigkeiten verbunden. Es gibt Gesetze morphologischer Art, die den Aggregationsprozeß anorganischer Materie beherrschen. Der Kristall als Einzelindividuum stellt den Abschluß dieses nach homogener und symmetrischer Raumerfüllung strebenden Einordnungsprozesses dar.

Allein dem durch eigene innere Kräfte eines Stoffes ausgelösten Gestaltungsvermögen stehen oft äußere Kräfte entgegen, die zur Formbeeinflussung führen. Die verschiedenen Habitustypen und Trachten, in denen ein- und dieselbe Kristallart auftritt, stellen den einfachsten Fall einer derartigen Beeinflussung dar. Der „theoretische Idealhabitus“ ist eine gedankliche Konstruktion, jeder Einzelkristall besitzt eine Form, die durch das Ineinandergreifen innerer und äußerer Faktoren zustande kam. Spielen solche äußere Faktoren bei der Formgestaltung eine wesentliche Rolle, so können sie naturgemäß nur in dem Maße wirken, den die „Bildsamkeit“ des Stoffes zuläßt. Diese Überlegung führte uns ja dazu, trotz dieser Beeinflussungen die Möglichkeit einer einigermaßen richtigen Konstruktion des Idealhabitus durch statistische Untersuchungen als vorhanden anzunehmen. Die Formbeeinflussung muß selbst eine gesetzmäßige sein, bedingt durch das eigene Gestaltungsvermögen der Materie und die Art der wirksamen äußeren Umstände.

Die Mineralien treten nun in der Natur sehr häufig in einer Form auf, die zweifellos auf starke Beeinflussung von außen her bei der Bildung hinweist. Statt der voneinander getrennten, völlig eigen gestaltigen Einzelkristalle finden wir Aggregate, die als Ganzes ihrerseits wieder in bestimmter Weise gegen die Umgebung abgegrenzt sind. Diese Formen höherer Ordnung zeigen, daß ein Gestaltungsbestreben auch dann vorhanden ist, wenn der Idealfall der völlig homogenen Raumerfüllung, wie ihn der Kristall als Einzelindividuum darstellt, nicht in Erscheinung treten kann. Es wäre ein unwissenschaftliches Vorgehen, wenn wir diese Kristallaggregatformen als etwas rein zufälliges betrachten wollten. Wenn der normale Aggregationsprozeß vom Atom über das Molekül oder Ion zum Kristall ein gesetzmäßiger ist, so müssen auch morphologische Gesetze existieren, die diese zum Teil durch äußere Faktoren bedingten Aggregatformen und Aggregatbildungen beherrschen. Mit *V. Kohlschütter* müssen wir annehmen, daß jede durch die Kräfte eines materiellen Systemes zustande kommende, gegen ihre Umgebung abgegrenzte Stoffanhäufung, das heißt jede natürliche Form, ein morphologisch und physikalisch-chemisch untersuchbares Problem darstellt. Und gerade *Kohlschütter* ist es gelungen, nicht nur solche Formen höherer Ordnung reproduzierbar darzustellen, sondern auch auf experimentellem Wege Aufschluß zu erlangen über die formbestimmenden Faktoren.

Die Mineralogie gibt hundertfach Beweise, daß es sich bei diesen Aggregatformen um gesetzmäßige Erscheinungen handelt. Man betrachte nur die bei der Einzelbeschreibung der Mineralien zur Kennzeichnung der Ausbildung verwendeten Begriffe. Nicht nur daß gewisse Aggregatformen für Lagerstätten gewisser Mineralien so charakteristisch sind, daß sie (wie beispielsweise von *Maucher*) zur Charakterisierung ver-

wendet werden können, die Gesamtzahl der nötigen Oberbegriffe ist als Ganzes, in Rücksicht auf die große Mannigfaltigkeit der Bildungsweise, eine im Grunde genommen erstaunlich kleine.

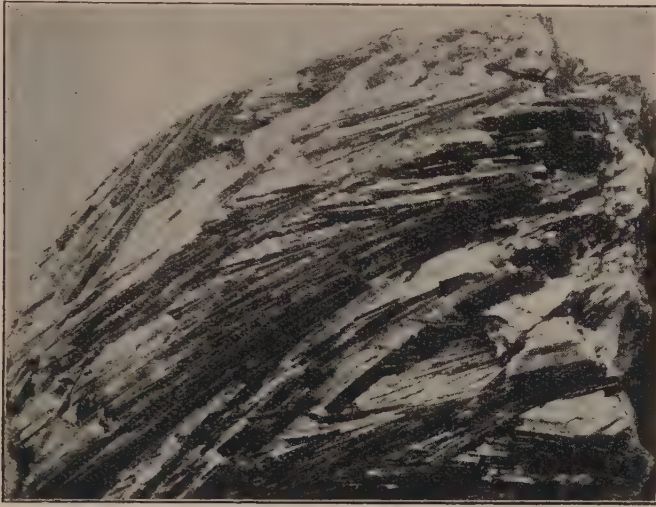


Fig. 325. Aktinolith, parallelstrahlig, St. Gotthard.



Fig. 326. Wavellit, sternförmig, radialblättrig, Czernowitz.

Mehr mit innertexturellen, durch die morphologischen Verhältnisse des Minerals weitgehend bedingten Erscheinungen machen die Begriffe:

stengelige bis faserige, blättrige und körnige bis dichte Aggregatstruktur

bekannt.

Durch besondere Umstände bei der Bildung ergibt sich im einzelnen eine verschiedene gegenseitige Orientierung der Individuen zueinander, die ihren Ausdruck findet in Bezeichnungen wie:

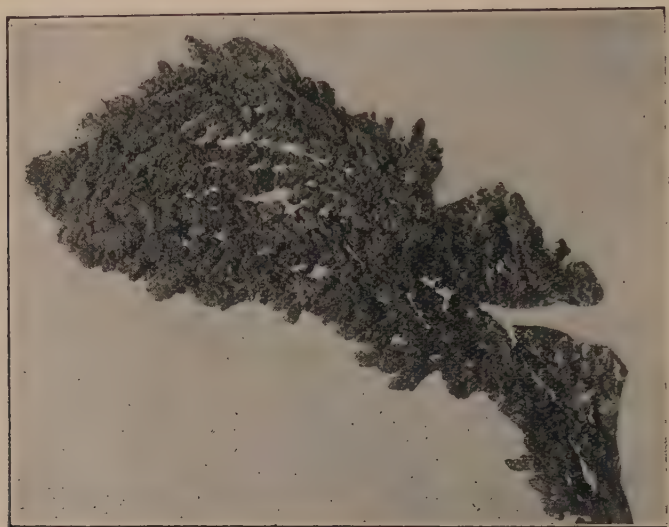


Fig. 327. Kupfer, dendritisch, blechartig (vergl. Fig. 40), Guerrero (Mexico).



Fig. 328. Aragonit als sog. Erbsenstein, oolithisch, Karlsbad.

parallelstengelig (Fig. 325), parallelfaserig, radialstengelig, radialfaserig, divergentstrahlig, sternförmig (Fig. 326), verworrenstengelig, verworrenfaserig, verfilzt, netzartig nadelig bis faserig, garbenförmig, schalig-blätterig, krummschalig, konzentrischschalig usw.

Die Größe der Einzelindividuen bedingt Begriffe wie:

dickstengelig, dünnstengelig, grobfaserig, feinfaserig, grobschuppig, kleinschuppig, grobkörnig, zuckerkörnig, kleinkörnig, feinkörnig, dicht, derb, massig.



Fig. 329. Limonit, glaskopfartig (sog. brauner Glaskopf), Naila (Bayern).



Fig. 330. Aragonit, stalaktitisch (sog. Eisenblüte), Eisenerz (Steiermark).

Die Raumerfüllung tritt in den Bezeichnungen:

kompakt, porös, löcherig, locker, pulverig, erdig
in Erscheinung.

Die äußere Form der Aggregate, zum Teil gesetzmäßig verbunden mit innertexturellen Verhältnissen, wird besonders durch folgende Begriffe charakterisiert:

skelettartig, blechartig, baumartig, ästig, dendritisch (Fig. 327), drahtförmig, gestrickt, moosförmig, netzförmig, halbkugelig, kugelig, konkretionärkugelig, oolithisch (konzentrischschalig und radialfaserig mit rundlicher Abschlußfläche, Fig. 328), sphärolitisch, büschelig, garbenförmig, warzenförmig, knospenförmig, knollig, nierenförmig, traubig, glaskopfförmig (mit glatter Oberfläche, Fig. 329), stalaktitisch (Fig. 330).

Auch die Bezeichnungen:

krustenförmig, als Ausblühung oder Effloreszenz auftretend, Überzüge bildend

kennzeichnen die Form des Auftretens.

Das vielfach wiederholte Vorkommen derartiger Aggregatformen zeigt, daß die Natur reproduzierbare Gestalten erzeugt hat; in gesetzmäßiger Weise führte der Kampf zwischen Kristallisationsbestreben und Störung durch Nebenfaktoren zu gewissen Formgleichgewichten. Dabei waren ausschlaggebend teils das eigene Gestaltungsprinzip des speziellen Stoffes, teils die äußeren Umstände der Bildung. Es ist zum Beispiel kein Zufall, daß unter den häufig skelettartig, dendritisch, ästig, gestrickt auftretenden Mineralien besonders gewisse einfache Körper, wie gediegen Kupfer, Silber, Gold, Wismut, dann Argentit, Smaltin, Sylvanit zu finden sind, alles Mineralien vom kubischen Typus mit einer großen Zahl gleichwertiger oder nahezu gleichwertiger Bindungsrichtungen. Besonders der [110]-Typus neigt zu dieser bei raschem Wachstum in Erscheinung tretenden Ausbildung. Ebenso wenig ist es ein Zufall, daß die knospenförmige, nierige, traubige, glaskopfförmige, stalaktitische Aggregatform in jenen Mineralgruppen vorherrscht, die Veranlagung zu gelartigen Bildungen aufweisen, bei denen also das Kristallisationsbestreben zurücktritt. In diesen rundlichen Oberflächenformen dominiert das dem Stoff von außen aufoktroierte Gestaltungsprinzip über den inneren „Formwillen“.

Es ist hier nicht der Ort, zu untersuchen, auf welche Weise im Einzelnen diese Aggregatformen zustande kommen, es mag nur auf einige Ergebnisse der insbesondere von *Kohlschütter* und seinen Schülern ausgeführten Experimentaluntersuchungen hingewiesen werden. Wir machen hierbei die Anschauung *Kohlschüters* zu der eigenen, daß die Grundform der ideale Einzelkristall mit seiner charakteristischen Morphologie ist. „Die Art und Zahl der Störungsfaktoren liefert gewissermaßen den Grad der Komplikation und damit den Typus der Störungsform; das Intensitätsverhältnis der einzelnen Faktoren führt zur Spielart innerhalb des Typus.“ Dabei ist in Rechnung zu stellen, daß die Beeinflussungsfähigkeit von Mineralart zu Mineralart wechselt. Es gibt auf Störungsfaktoren sehr empfindliche und sehr unempfindliche Mineralien, es gibt Kristallarten, deren eigener „Formwillen“ kaum völlig unter-

drückt werden kann, während andere Kristallarten sehr leicht in der Formentwicklung sich den äußeren Umständen anpassen.

Von wesentlichem Einfluß auf die Ausbildungsweise kristallisierender Stoffe sind Adsorptionsphänomene. So gelingt es beispielsweise bei stärker adsorbierbarem Fremdstoffgehalt aus Lösungen Calcit in eigentümlich farbenförmigen, blumenartigen bis aufgeblätternen Bildungen zu erhalten (Fremdstoffeffekt). Besonders bestimmend sind jedoch Zwischenreaktionen, Entstehungen instabiler Zwischenprodukte bei der Kristallisation. Im Grunde genommen hat man es hierbei bereits mit einer Formbestimmung durch den Bildungsort zu tun. Mit Recht betont *Kohlschütter*, daß die örtliche Bildung eines Bildungsvorganges, im Gegensatz zu seinem Ablauf im homogenen Raum, besonderer Beachtung bedarf. Solche im eigentlichen Sinne topochemischen Prozesse müssen zur Entstehung charakteristischer Ausbildungsweisen Veranlassung geben. Im Mineralreich haben wir die schönsten Beispiele für die große Bedeutung, die diesem Ortseffekt zukommt. Es sei erinnert an die eisblumenartigen, dendritischen, flächenhaften Bildungen, an die Überkrustungen, an die Pseudomorphosen mit ihren charakteristischen Strukturen. Daß im letzteren Falle bei sonst vergleichbaren Bedingungen die Verteilung und Aggregationsart des neuen Stoffes von der Struktur des metasomatisch ersetzten Körpers abhängig sein muß, erscheint selbstverständlich. Aber nicht nur in diesem Sinne ist die Struktur des Bildungsraumes von Einfluß auf die Aggregatform, jede Inhomogenität in dem vom System eingenommenen Raum (Strömungen usw.) muß eine Wirkung ausüben. Derartige Erscheinungen geben sich in Drusen oft in wunderschöner Weise kund. Besonders die Wirkung der Schwere läßt sich gut studieren.

Schließlich müssen wir bedenken, daß ein und dieselbe Kristallart unter ganz verschiedenen Bedingungen und als Produkt ganz verschiedener Reaktionskomplexe entstehen kann. Jede Bildungsart wird, wenn Störungsfaktoren wirksam sind, der Aggregatform ihren besonderen Stempel aufdrücken. Dabei ist, wie im letzten Abschnitt der allgemeinen Mineralogie besonders dargetan wurde, das Verhalten im Gebiet hoher Dispersität von bestimmendem Einfluß. Ob deutlich kristalline Einzelindividuen oder kryptokristalline, sogenannte amorphe, dichte oder erdige Mineralaggregate oder eigentlich dispersoide, kolloidale, meist gelartige Mineralmassen entstehen, ist in erster Linie von den Konzentrations- und Sättigungsverhältnissen, dem Kristallisationsvermögen und der Kristallisationsgeschwindigkeit abhängig. Diese Faktoren sind vom Chemismus des mineralbildenden Systems und den besonderen Entstehungsbedingungen abhängig. Es wird uns daher nicht verwundern, daß besonders gewisse Mineralisationsprozesse erdige, dichte Mineralaggregate und Mineralgele erzeugen. Dazu gehören z. B. Prozesse der Neubildungen in der Oxydations- und Verwitterungszone.

Es gibt Ausfällungen, die hier normalerweise kryptokristallin dicht oder gelartig vonstatten gehen, so daß die diesbezüglichen Ausbildungen als eigene Mineralspezien bekannt sind. Da aber der Kristallisationsprozeß nur zurückgedrängt wurde und ein nachträgliches Umkristallisieren immer im Bereich der Möglichkeit liegt, sind von den meisten dieser Mineralien auch deutbare Kristalle bekannt. Die wichtigsten unter den normalerweise kryptokristallin, dicht, erdig, als Anflug usw. auftretenden Mineralien sind daher schon besprochen worden. Es seien hier in der Hauptsache nur einige eigentliche Gele kurz charakterisiert, die ja wegen des noch vorhandenen Dispersionsmittels und wegen der Adsorptionsfähigkeit im allgemeinen auch besonderen Chemismus aufweisen. In diesen gelartigen Produkten überwiegen die stalaktitischen, traubigen, nierigen, glaskopfartigen Formen, die immer auftreten, wenn die zum homogenen Einzelkristall führenden Kristallisationskräfte nicht gut zur Entfaltung gelangen können. Ja es ist sehr wahrscheinlich, daß manche schon deutlich kristalline Ausbildungen in ähnlicher Aggregatform nur umkristallisierte Gele darstellen (Siehe Deshydrationsreihen der Hydrogele: „Allgemeine Mineralogie“, S. 687).

Wherry hat solche Mineralbildungen metakolloid genannt. Aber auch pulverige, erdige Massen können durch Austrocknen aus Gelen entstehen.

Als wichtigere hiehergehörige Mineralien seien erwähnt (siehe auch „Allg. Mineralogie“, Seite 681ff.):

Gelmineral		Metakolloid und kristallines Endprodukt		
Melnikowitgel	$\left\{ \begin{array}{l} \text{FeS} \cdot n \text{H}_2\text{O}, \\ \text{evtl. Bisulfid} \\ \text{bis Oxy-sulfid} \end{array} \right.$	Melnikowit	Pyrit, Magnetkies	FeS_2 FeS
Opal	$\text{SiO}_2 \cdot n \text{H}_2\text{O}$	Chalcedon	Quarz	SiO_2
Brauneisengel (Limonit)	$\left\{ \text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot n \text{H}_2\text{O} \right.$	Xanthosiderit	Goethit	$\left. \begin{array}{l} \\ \end{array} \right\} \text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$
Bräuner Glaskopf		Roter Glaskopf	Lepidokrokit	
			Hämatit	Fe_2O_3
Bauxit	$\left\{ \begin{array}{l} \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot n \text{H}_2\text{O} \\ \text{meist mit etwas} \\ \text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot n \text{H}_2\text{O} \end{array} \right.$		Hydrargillit	$\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 3 \text{H}_2\text{O}$
			Diaspor	$\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$
			Korund	Al_2O_3
Wad u. Psilomelan	$\left\{ \text{MnO}_2 \cdot n \text{H}_2\text{O} \right.$		verschiedene	
Schwarzer Glaskopf			Manganoxyside	
Halloysit	$\left\{ \begin{array}{l} m \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot n \text{SiO}_2 \\ \cdot q \text{H}_2\text{O} \end{array} \right.$			
Allophan				
Kaolin			Kaolinit	
Glaukonit	$\left\{ \begin{array}{l} \text{meist ungefähr} \\ [\text{SiO}_4 \cdot \text{SiO}_2] \text{KFe} \\ \cdot n \text{H}_2\text{O} \end{array} \right.$		krist. Glaukonit, Leptochlorite	

	Gelmineral	Metakolloid und kristallines Endprodukt
Chrysokoll	{ Cu-haltiges SiO ₂ - Hydrogel	Dioplas
Türkis, Kalait	{ Al-Phosphatgel mit etwas Cu, Fe	teils krypto- kristalliner Türkis
Garnierit	{ Ni-Mg-Silikat- hydrogel	
Meerschaum	{ Mg-Silikathydro- gel	kryptokrist. Meerschaum

Im übrigen sei in bezug auf metakolloides Auftreten auch kristallisiert bekannter Mineralien auf die Mineralbeschreibung verwiesen. Nachstehende ergänzende Mitteilungen dienen zur speziellen Charakterisierung einiger typischer Gele.

Opal, Kieselsäurehydrogel

Spezielle Kennzeichen: In derben, muschelrig brechenden, gelartigen, meist erhärteten, seltener schleimigen Massen in Gesteinen eingesprengt oder auf Gesteinstrümmern aufsitzend ist Opal ein verbreitetes Mineral. Es tritt auch bei freier Formentwicklung in traubigen, nierenförmigen, knolligen, stalaktitischen Massen auf oder bildet krustenartige bis lagenartige Überzüge und Sinter. In lockerer, erdiger Ausbildung bildet es die Kieselgur, den Tripel und Polierschiefer. Die physikalischen Eigenschaften sind natürlich vom Wassergehalt und der Zustandsform abhängig. Erhärtete Gele besitzen die Härte $5\frac{1}{2}$ — $6\frac{1}{2}$, erdige und noch gallertartige Massen haben sehr niedrige Härte. Das spezifische Gewicht schwankt gleichfalls stark, meist liegt es um 2 herum und steigt bis 2,3. Während die erdigen Varietäten matt sind, erscheinen die eigentlichen Gele glas- bis wachsglänzend.

Der Edelopal ist ein bläulichgraues bis weißliches, durchsichtiges bis milchig durchscheinendes Gel, ausgezeichnet durch prächtiges Farbenspiel. Der oft etwas irisierende, hyazinthrote, feuerrote, bernsteinfarbene bis honiggelbe, durchsichtige bis durchscheinende Feueropal ist durch eisenoxydische Beimengungen gefärbt.

Girasol ist bläulich weiß, durchscheinend, mit rötlichen Reflexionen im hellen Licht.

Gemeiner Opal ist durch Wasserverlust trübe geworden, halbdurchscheinendes Gel.

Milchopal (milchigweiß, oft etwas grünlich, bläulich oder gelblich), Wachso-
opal (wachsglänzend, gelblich), Jaspopal (blutrot, ziegelrot, rotbraun, braungelb), Kacholong (porzellan- bis emailleartig), Hydrophan (weiß, trübe, jedoch in Wasser aufhellend) sind besondere Varietäten des gemeinen Opales.

Prasopal ist durch einen Gehalt an Nickelverbindungen grün gefärbt. Holzopal ist versteinertes Holz und läßt die Holzstruktur noch deutlich erkennen. Die Opalachate, Opaljaspisarten gehen kontinuierlich in die eigentlichen, bereits krypto-

bis mikrokristallinen, chalcedonartigen Achate und Jaspisarten über und zeigen oft Bänderungen, die durch Umsetzungen in der noch nicht erhärteten Gallerte auf dem Diffusionswege zustande kämen.

Während der knollenartige, meist durch Verunreinigungen grau, lederbraun, kastanienbraun bis schwärzlich gefärbte Menilit eine Konkretion in sedimentären Gesteinen darstellt, sind die wasserhellen, glasglänzenden, traubig-nierigen Hyalite und der nur durchscheinende bis opake Perlsinter oder Fiorit eigentliche Sinterprodukte. Der weißliche bis graue, oft etwas poröse und krustenförmige bis stalaktitische Geyserit gehört gleichfalls hierher.

Die lockeren, erdigen Massen von Kieselgur (Randanit), Tripel und Polierschiefer sind Anhäufungen von Opalpanzern der Diatomeen oder Radiolarien. Radiolarienhornsteine, Lydite, Kieselschiefer sind metakolloide Bildungen ähnlicher Art. Die Feuersteinknollen und Flinte enthalten oft noch Opalreste. Spongienadeln sind häufig verkieselt.

Die Lichtbrechung des normal erhärteten Opales ist ungefähr 1,44 bis 1,45.

Chemische Verhältnisse und Vorkommen: Wie alle Hydrogele enthält auch das Kieselsäurehydrogel oft adsorbierte Bestandteile der verschiedensten Art. Alumocalcit ist beispielsweise mit Al_2O_3 und CaO verunreinigt, der Forcherit ist durch As_2S_3 orangegelb gefärbt usw. Opal tritt sehr häufig als Versteinigungsmaterial auf und bildet viele Pseudomorphosen nach anderen Mineralien. Die Gallerten bilden sich bei hydrothormaler Zersetzung von silikatischen Gesteinen oder als Neuaussatz und Sinter aus Lösungen, die reich an SiO_2 sind. In Sedimenten findet sich opalartige, oft konkretionäre Substanz als rein chemische und als biogen-chemische Neubildung.

Limonsit (Brauneisen), Eisenoxyd- bzw. Eisenhydroxydgel

Spezielle Kennzeichen: Unter dieser Bezeichnung faßt man sehr verschiedenartige, teils deutlich kolloidale, teils kryptokristalline Varietäten wasserhaltiger Eisenoxyde zusammen. Nicht selten ist das Verhältnis $\text{Fe}_2\text{O}_3 : \text{H}_2\text{O}$ ungefähr = 2 : 3. Limonsit tritt in derben Massen, in lockeren, erdigen Aggregaten, in Konkretions- und Sinterform, als stalaktitische, traubige, nierige, glaskopfartige Bildung auf. Die Farbe ist gelblich, ockergelb, nelkenbraun, braunrot, rotbraun, braunschwarz bis schwarz. Der Strich ist rostbraun bis gelblichbraun, die erdigen und oft durch Ton verunreinigten Varietäten geben einen gelben Strich. Die kompakten, oft glaskopfartigen Massen besitzen ziemlich hohe Härte, 5—5½. Ihr spezifisches Gewicht ist 3,5—4.

Besondere Varietäten sind:

Brauner Glaskopf. Die stalaktitische, nierige, traubige Ausbildung mit oft glänzender oder irisierender Oberfläche wird so genannt. Die Farbe variiert von Schwarz bis Gelblichbraun. Der Strich indessen ist rostbraun. Faserige, kryptokristalline und oft auch etwas schalige Textur ist mikroskopisch wahrnehmbar. Roter

Glaskopf mag oft daraus entstanden sein. Derb, schlackig, dunkelbraun bis pechschwarz gefärbt ist der meist SiO_2 und P_2O_5 enthaltende, muschelig brechende Stilpnosiderit, lederbraun das CuO -haltige Kupferpecherz.

Als Brauneisenstein kurzweg bezeichnet man die strukturlosen, matten, mehr oder weniger dichten Massen brauner Eisenerze, die zumeist als Umwandlungsprodukte von kristallisierten eisenhaltigen Mineralien zu gelten haben. Pseudomorphosenbildungen sind verbreitet. Die mehr erdigen, lockeren Aggregate heißen Eisenmulm oder Brauneisenerze. Sie sind häufig verunreinigt, färben ab und liefern verschiedene mineralische Farben (Terra di Siena, Umbra, Ocker). Löcherig, knollig bis erdig sind die phosphorhaltigen Raseneisenerze, Sumpferze, Wiesenerze, Morasterze, See-Erze, Quellerze, die sich oft mit Hilfe von Organismen aus stagnierenden Wässern und Quellen abgesetzt haben. Der Ortstein ist durch Limonit verfestigter Sand der Böden.

Eine große Bedeutung kommt den Brauneisenoolithen zu. Im gesteinsmäßigen Verband sind durch kalkiges bis kieseliges, eisenschüssiges Bindemittel kleine Limonitkonkretionen verkittet. Groboolithisch (pisolithisch) bis grobknollig sind die als Bohnerze bezeichneten Konkretionen. Sie dürfen mit Rollstücken derben Limonites wegen ihrer konzentrischschaligen Struktur nicht verwechselt werden. Eisennieren werden vereinzelte Konkretionen in Sedimenten genannt. Als braunes bis gelbes, feinverteiltes Pigment ist Limonit in Gesteinen und Mineralien häufig.

Die Abarten des kompakten Limonites mit gelbem und rotem Strich (Xanthosiderit und Hydrohämatit) stellen bereits Übergänge zu den Kristallisationsprodukten dar. Goethit, Lepidokrokit und Hämatit besitzen distinkten Kristallbau (siehe S. 289).

Chemische Verhältnisse und Vorkommen: Die Limonite sind oft reich an Beimengungen verschiedener Stoffe, die z. B. Phosphor, Titan, Chrom, Arsen, Vanadium, Kupfer, Mangan oder Silicium enthalten. Ton, auch Bauxit und Kieselsäurehydrogel sind mit Limonit nicht selten vermischt. Limonit ist das typische Verwitterungsprodukt eisenhaltiger Mineralien und Gesteine. Er schlägt sich aus eisenhaltigen Wässern im Gebiet der Oxydationszone rein chemisch oder unter Mitwirkung von Organismen nieder. Die mächtigen oolithischen Ablagerungen zeigen, daß die Ausscheidungen und Koagulationen dieser Art in großen Gewässern gewaltige Dimensionen annehmen können. Als Verwitterungsprodukt der Erzlagerstätten charakterisiert Limonit die Oxydationszone („Eiserner Hut“); die Vergesellschaftung mit Karbonaten, Oxyden, sogenannten „Blüten“ ergibt sich von selbst. Sehr verbreitet sind die Pseudomorphosen von Limonit nach eisenhaltigen Mineralien, aber nicht minder häufig hat Limonit irgendwelche Mineralsubstanz verdrängt, das heißt, sich an Stelle eines aufgelösten oder zersetzten Minerals von ganz anderer chemischer Zusammensetzung niedergeschlagen.

Bauxit (Beauxit, Wocheinit), Tonerdehydrogel

Spezielle Kennzeichen: Bauxit tritt in formlosen, tonig aussehenden, kompakten oder bröckelig zerfallenden Massen und in Konkretionen auf. Selten ist dieses Gel rein, meist enthält es bereits Hydrargillit, Diaspor, Kaolinit in Form von Schüppchen. Tonige Substanz und Quarz-

sand sind häufig beigemengt. Auch Limonit, Eisenoxyd, Wad, Opal wurden öfters gleichzeitig gebildet. Die Farbe ist daher variabel, weiß, gelblich, rot, braun bis schwarz. Fleckige Farbverteilungen sind nicht selten. Reine Varietäten weisen die Härte 1 bis 3 und das spezifische Gewicht 2,4 bis 2,55 auf.

Durch Eisenoxyd ziegelrot gefärbte Bauxite sind Hauptbestandteil der „Terra rossa“ und des Laterites. Minasit ist ein gemischtes Limonit-Bauxitgel.

Vorkommen: Besondere klimatische Verhältnisse bedingen die Verwitterung der Tonerdesilikate (unter Wegfuhr des SiO_2) zu Bauxit. Auch besonderer Chemismus der Ursprungsgesteine (kieselsäurearme, karbonatreiche Gesteine) begünstigt die Bildung der Terra rossa.

Manganoxydhydrogel (Polianitgel, Manganomelan, Schwarzmanganerz)

Spezielle Kennzeichen: Die Ausbildungsweise erinnert an die des Limonites. Stalaktitisch, knollig, nierig, glaskopfförmig, krustenförmig ist der Psilomelan oder schwarze Glaskopf. Der Bruch ist flachmuschelig, die Farbe eisen- bis bläulichschwarz, der Strich schwarz. Al_2O_3 , SiO_2 , Alkalien, BaO, Eisenoxyde, Kupferoxyde sind oft adsorbiert oder beigemengt (Lithiophorit = Li-haltig; Kupfermanganerz = Cu-haltig usw.). Faserige Innentextur ist nicht selten wahrnehmbar. Härte $5\frac{1}{2}$ —6; spezifisches Gewicht 4,1—4,3.

Wad (Manganschaum oder Grorolith) bildet ein zartschuppiges, feinerdiges, schaumiges bis lockeres Aggregat, das auch in knolligen bis stalaktitischen Formen auftreten kann. Es ist nelkenbraun, grauschwarz bis schwarz, matt. Strich heller als bei Psilomelan (graubraun). Im allgemeinen ist Wad wasserreicher als Psilomelan, die Härte ist daher gering. Li-haltig ist der Lepidophaeit, Fe-Cu-Co-haltig der Rhabdionit.

Als Pyrolusit oder Weichmanganerz hat man Pseudomorphosen von mehr oder weniger wasserhaltigen Manganoxyden nach Manganit und anderen kristallisierten Manganerzen bezeichnet. Die dunkelstahlgraue Farbe, die geringe Härte (2 bis $2\frac{1}{2}$), der schwarze Strich, die lockere Beschaffenheit der äußerlich Kristallformen aufweisenden Massen sind kennzeichnend. Meist sind prismatisch-stengelige oder verfilzte Aggregate des Manganites pseudomorphosiert worden.

Schwarze bis braune dendritische Bildungen des Wades sind auf Mineral- und Gesteinsklüften nicht selten.

Die Manganschwärze ist meistens ein schwarzes Pulver, verunreinigt durch viele andere Substanzen (Cu = Kupfermanganerz, Co = Asbolan, Ni = Heubachit). Es tritt wie der Limonit in der Oxydationszone von Erzlagerstätten auf. Den Raseneisenerzen verwandt ist die knollige Ausbildung des braunen Pelagites.

Vorkommen: Die mehr oder weniger amorphen bis gelartigen Manganomelane bilden sich bei der Verwitterung und Umlagerung manganhaltiger Mineralien in der Verwitterungszone. Als Pigment weitverbreitet, als Sinterprodukt spärlicher.

Über die amorphen und gelartigen tonigen Substanzen und den zum Teil kolloidalen Meerschäum siehe Seite 357 und 359.

Glaukonit, ungefähr $[\text{SiO}_4 \cdot \text{SiO}_2]_{\text{K}}^{\text{Fe}} \cdot n\text{H}_2\text{O}$

Spezielle Kennzeichen: Dieses dunkelgrüne bis schwärzliche Mineral tritt in kleinen Körnchen als Pigment vieler Sedimente auf. Es können strukturlose Körner von mikroskopisch deutlich struierten Gebilden unterschieden werden. Letztere sind sphärolitisch oder schalig gebaut, manchmal kommt ihnen auch eine gewisse Spaltbarkeit oder Klüftung zu. Solche bereits kristalline Glaukonite besitzen einen Pleochroismus von dunkelgrün bis hellgelb oder olivgrün. Sie sind optisch zweiachsig ($2E = 30$ bis 40° , aber auch bis 0°). n_α , die spitze Bisektrix, steht senkrecht auf eventuell wahrnehmbaren Spaltrissen. Mittlere Lichtbrechung ca. 1,6. $n_\gamma - n_\alpha$ ist ungefähr 0,02. Felderteilungen sind häufig. Eine Auslöschungsrichtung verläuft nahezu oder genau parallel der Spaltbarkeit. Einzelne strukturlose Körner und Pseudomorphosen von Glaukonit nach Calcit oder anderen Mineralien sind im Dünnschliff auch blaßgrün bis nahezu farblos. In wieder anderen Fällen scheint aus Glaukonit durch Zersetzung eine isotrope, bräunliche Masse entstanden zu sein, die als Füllmasse oder Steinkern auftritt. Spalten von Mineralien sind gleichfalls nachträglich von Glaukonit imprägniert, Organismenreste sind nicht selten in Sedimenten glaukonitisiert. Die Dichte des Glaukonites schwankt zwischen 2,2 und 2,85. Die Härte mag ungefähr 2 betragen.

Chemische Verhältnisse und Vorkommen: Glaukonit wird wohl zunächst kolloidal gebildet, vielleicht als gemengte Koagulation von Silizium- und Ferrihydroxyd, teilweise mit Tonerdehydroxyd. Durch Adsorption, insbesondere von K_2O , aber auch von MgO , erlangt das Mineral eine ungefähr stöchiometrische Zusammensetzung und beginnt umzukristallisieren. Solche Glaukonite besitzen nahezu den Chemismus $8\text{SiO}_2 \cdot 2(\text{Fe}, \text{Al})_2\text{O}_3 \cdot (\text{Mg}, \text{Fe})\text{O} \cdot (\text{K}, \text{Na})_2\text{O} \cdot 4\text{H}_2\text{O}$, meist mit starkem Überwiegen des MgO über FeO , des K_2O über Na_2O , des Fe_2O_3 über Al_2O_3 . Gewisse „reine“ Varietäten kommen der Formel $[\text{SiO}_4 \cdot \text{SiO}_2]_{\text{K}}^{\text{Fe} \cdots} + n\text{H}_2\text{O}$ nahe.

Glaukonit ist eine Neubildung in Sedimenten auf dem Meeresboden oder eine spätere Bildung im Grundwasserhorizont. Das Mineral wird leicht zersetzt und liefert dabei limonitische Substanz.

Garnierit (Numeait), wasserhaltiges Nickel-Magnesium-Silikatgel

Spezielle Kennzeichen: Dieses apfel- bis smaragdgrüne, seltener weißliche, wichtige Nickelerz tritt in derben, bröckeligen Massen und

stalaktitischen Formen auf. Härte 2 bis 4. Spezifisches Gewicht 2,25 bis 2,8. Lichtbrechung ungefähr 1,59.

Chemismus und Vorkommen: Garnierit entspricht manchmal ungefähr der Zusammensetzung $[\text{SiO}_4](\text{Ni}, \text{Mg})\text{H}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ und ist mit den Mineralien der Gymnit- oder Deweylithgruppe verwandt. Der Deweylith ist in der Hauptsache $4\text{MgO} \cdot 3\text{SiO}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$. Auch er tritt amorph auf, weist jedoch in gealtertem Zustand Aggregatpolarisation auf. Deweylith (oder Gymnit) ist wachs- bis gummiarabicumähnlich, hellgefärbt bis gelblichweiß. Härte 2 bis 3, spezifisches Gewicht 2,0 bis 2,3. Der stalaktitische bis erdige Nickelgymnit von grüner bis gelblicher Farbe führt zum Garnierit über. Bei allen diesen Mineralien handelt es sich um ursprüngliche Gele. Der Garnierit im besonderen ist in serpentinierten Peridotiten das Verwitterungs- und Umwandlungsprodukt der Magnesia-silikate und der nickelhaltigen Mineralien.

Chrysokoll (Kieselkupfer, Kieselmalachit, Kupfergrün), Kupfersilikathydrogel

Spezielle Kennzeichen: Der span- bis smaragd- oder bläulich-grüne, ja selbst blaue bis braune Chrysokoll tritt in zersetzten Gesteinen derb eingesprengt auf. Er bildet auch Anflüge und Überzüge und nieriige, traubenförmige bis stalaktitische, opalähnliche Aggregate. Je nach der Ausbildung ist er erdig matt oder schimmernd, glas- bis fettglänzend. Der Strich ist grünlichweiß. Die Härte beträgt 2 bis 4, das spezifische Gewicht 2 bis 2,25. Ursprünglich als Gel gebildet ist Chrysokoll doch häufig unter dem Mikroskop deutlich kristallin, optisch zweiachsig negativ oder einachsig, positiv. Der Pleochroismus ist schwach: ω = farblos, ε = blaßblaugrün. Lichtbrechung wechselnd. Er ist dann wasserreicher als der Dioptas, der ebenfalls aus Chrysokoll entstehen kann.

Chemismus und Vorkommen: Kristallisierter Chrysokoll hat ungefähr die Zusammensetzung $\text{SiO}_2 \cdot \text{CuO} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$. Mit Malachit, Azurit, Limonit usw. findet sich das Mineral im Verwitterungsgürtel von Kupfer-erzlagern.

Türkis (Kallait), Aluminiumphosphathydrogel und zugehöriges Kristallisationsprodukt

Spezielle Kennzeichen: Wie der Chrysokoll tritt auch Türkis teilweise in mikroskopisch gut als kristallin erkennbarer Form auf. Die fast stets traubige, nieriige Ausbildung sowie das derb eingesprengte Vorkommen lassen keinen Zweifel, daß es sich um ursprünglich kolloidale Bildungen handelt. Die Farbe ist himmelblau, bläulichgrün, apfelgrün bis grünlichgrau. Der Strich ist weiß bis weißlichgrün. Der schwache

Glanz des halbdurchscheinenden bis opaken Aggregats ist wachsähnlich. Der Bruch des spröden Minerals ist muschelrig. Die unvollkommen ausgebildeten triklinen Kristalle sind optisch positiv mit $n_\alpha = 1,61$, $n_\beta = 1,62$, $n_\gamma = 1,65$. Die Härte ist 5 bis 6. Das spezifische Gewicht schwankt von 2,6 bis 2,83.

Chemismus und Vorkommen: Vielleicht ist reinster Türkis $2\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{P}_2\text{O}_5 \cdot \text{H}_2\text{O}$. Fast stets ist CuO (Farbe!) vorhanden, so daß dann Zusammensetzungen wie $\text{CuO} \cdot 3\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{P}_2\text{O}_5 \cdot 9\text{H}_2\text{O}$ resultieren. Auch Fe ist beigemengt. Oft verkittet Türkis Trümmer von Gesteinsfragmenten oder ist in Klüften der Gesteine nahe der Erdoberfläche gebildet worden.

Mineralregister

A

Abriachanit 473
 Acadialith 105
 Achat 408
 Achroit 452
 Adamin 21
 Adelit 22
 Adular 531, 545, **552**
 Aegirin 27, 261, 265, 270, **281**
 Aegirinaugit 263, 265, 270
 Aegirindiopsid 263
 Aegirinhedenbergit 263
 Aegirinjadeit 263
 Aenigmatit 28, **483**
 Aeschynit 25
 Agalmatolith 358
 Agricolit 30
 Aguilarit 57
 Aikinit 12
 Åkermanit 28, **242**
 Akmit 27, 261, 263, 265, 270, **281**
 Akmitaugite 270
 Aktinolith 28, 468, 469, 478, 673
 Alabandin 186
 Alabandengruppe 10
 Alabaster 609
 Alamosit 27
 Alaskait 12
 Alaunggruppe 19
 Albiklas 536
 Albit 29, 532, 536, **561**
 Alexandrit 386
 Alkalihalogenide **42**, 113
 Alkalihornblenden **461**
 Alkalipyroxene **281**
 Alkalitumaline 451
 Allanit **631**
 Allemontit 8, 120
 Allopalladium 8

Allophan 33, 360, 678
 Almandin 29, **201**
 Almandinspinell 142
 Alstonit 437
 Altait 51
 Alumian 19
 Aluminat 19
 Alumocalcit 680
 Alunit 19
 Alunitgruppe 19
 Alunogen 18
 Amalgam 130
 Amarantit 19
 Amazonenstein 560
 Amazonit 560
 Amblygonit 23
 Amesit 33, 343, **349**
 Amethyst 405
 Amianth 469, 476
 Ampangabeit 25
 Amphibole **461**
 Amphibolgruppe 28, 437, **459**
 Analcim 28, 34, **209**
 Anapait 21
 Anatas 13, **230**, 318
 Andalusit 30, **253**, 318
 Andeklas 536
 Andesin 532, 536, **561**
 Andorit 12
 Andradit 29, **201**
 Anemousit 532
 Anglesit 18, 502, **514**
 Anhydrit 18, **108**, 113
 Ankerit 76
 Annabergit 21, 637, 640
 Annit 32
 Anomit 31, 327, 329
 Anorthit 29, 532, 536, **561**
 Anorthoklas 29, 532, 545, **559**

Anthophyllit 28, 461, **476**, 479
 Anthrazit 34
 Antigorit 352, **355**
 Antimon 8, 116, **120**
 Antimonfahlerze 189
 Antimonglanz **244**
 Antimonit **244**, 318
 Antimonitgruppe **244**
 Antimonnickel 434
 Antiperthit 533
 Apatit 21, **393**
 Apatitgruppe 21, **393**
 Aphrosiderit 350
 Aplom 29, 201
 Apophyllit 34, **239**, 318
 Apyrit 452
 Aquamarin 382
 Aragonit 437, **439**, 674, 675
 Aragonitgruppe 16
 Aragonitreihe **437**
 Arfvedsonit 475, 478, 479
 Argentit **57**, 113
 Argentitgruppe 10
 Argyrodit 11
 Arit 436
 Arkansit 602
 Armangit 24
 Arsen 8, 116, **120**
 Arseneisen **494**
 Arsenfahlerz 189
 Arsengruppe 8, **116**
 Arsenikalkies **494**
 Arseniosiderit 23
 Arsenkies 485, **491**
 Arsennickel 434
 Arsenolamprit 119
 Arsenolith **134**
 Arsenolithgruppe **134**
 Arsenopyrit 485, **491**
 Artinit 16

Asbest 469
 Asbolan 682
 Ascharit 14
 Asphalt 34
 Astrakanit 17
 Astrophyllit 26
 Atakamit 17, 641
 Angelith 23
 Augite 263, 265, 268, 275,
 318
 Augite, basaltische 263
 Augitgruppe 27, **261**
 Augit, rhombischer 261
 Augit, trikliner 263
 Auringit 607
 Autunit 20, 23, **225**, 318
 Avanturin 406
 Avanturinfeldspat 559, 560
 Awaruit 8
 Axinit 30, **575**
 Azurit 15, 575, **584**

B

Bababudanit 474
 Babingtonit 28, 262, 264,
 271, **283**
 Babylonquarz 406
 Baddeleyit 13
 Baikalit 262
 Balas-Rubin 142
 Barbierit 531
 Barkevikit 472, 478
 Barnhardt 11
 Barroisit 473
 Barysilit 28
 Baryt 18, 502, **507**
 Barytgruppe 18, **502**
 Barytocalcit 437
 Barytocalcestin 502; 512
 Bastit 274, 355
 Bastnäsit 16
 Baumhauerit 11
 Bauxit 14, 678, 681
 Beauzit 681
 Becquerelit 19
 Beegerit 11
 Benitoit 26
 Berggold 133
 Bergholz 356, 469, 478
 Bergkork 356, 469, 478
 Bergkristall 405

Bergleder 356, 469, 478
 Berlinit 23
 Bernstein 34
 Berthierit 11
 Berthionit 12
 Bertrandit 31, 589
 Beryll 29, 381, **382**
 Beryllonit 20
 Berzeliit 20
 Betafit 25
 Bendantit 24
 Bildstein 358
 Binnit 187, 189
 Biotit 31, 327, 329, 330,
334, 338
 Bisbeeit 32
 Bischoffit 17
 Bismut 14
 Bismutin 244
 Bismutit 318
 Bismutoplacionit 11
 Bismutosphärit 16
 Bittersalzgruppe 18
 Bixbyit 14
 Blanfordit 263
 Blätterserpentine 352
 Blättertellur **228**
 Blätterzeolith 572, 573
 Blau eisenerde 637
 Blau eisenerz 637
 Blei 8
 Bleiglanz **51**
 Bleiglanzgruppe 10, **51**
 Bleiglas 514
 Bleivitriol 514
 Blomstrandin 25
 Blomstrandit 25
 Bobierit 21
 Bohnerz 681
 Bologneserspat 509
 Boracit 15, **194**
 Borax 15, **285**, 318
 Bornit 11, **115**
 Bort 177
 Botryolith 583
 Boulangerit 11
 Bournonit 12, **73**, 113
 Bowenit 356
 Brandisit 339
 Brandtit 21
 Braunbleierz **399**

Brauneisen **680**
 Brauneisenerz 681
 Brauneisenoolith 681
 Brauneisenstein 681
 Braunit 14, 159, **160**
 Braunspat 76
 Bravoit 64
 Breithauptit 10, **434**
 Breunerit 76, 97
 Brewsterit 34, 573
 Brochantit 18
 Bromargyrit 51
 Bromellit 13
 Brongniartit 12
 Bronzit 27, 261, 264, 265, **272**
 Brookit 13, **601**
 Brucit **364**
 Brucitgruppe 13, **364**
 Brugnattellit 16
 Brushit 20
 Bucklandit 628, 630
 Bündelzeolith 570
 Bunsenit 68
 Buntbleierz **399**
 Buntkupfererz **115**
 Bustamit 263, 283
 Byssolith 469, 476
 Bytownit 532, 536, **561**
 Bytownorthit 536

C

Cabrerit 637
 Caesiumberyll 385
 Calamin 586
 Calaverit 10
 Calcit 76, **80**
 Calcitgruppe 16, 76, 113
 Callainit 23
 Camsellit 14
 Cancrinit 31, 208, 389, 390
 Cancrinitgruppe 31
 Canfieldit 11
 Carbonado 177
 Carnallit 17, **378**
 Carnegieit 28, 532
 Carneol 408
 Carnotit 20, 225
 Carollit 11
 Castanit 19
 Cavolinit 31
 Celsius 531, 545

Cerapatit 393
 Cerussit 15, 437, **447**
 Cervantit 14, 23
 Ceylonit 142
 Chabasit 34, **105**, 113
 Chabasitgruppe 34, **105**
 Chalcedon 407
 Chalkanthitgruppe 18
 Chalkolamprit 25
 Chalkophyllit 22
 Chalkopyrit 11, **190**
 Chalkosiderit 24
 Chalkosin **368**
 Chalkosingruppe 10
 Chalkostibit 11
 Chalkotrichit 219
 Chamosit 345, 350
 Chessylith 584
 Chiestolith 253
 Childrenit 24
 Chilesalpeter 16, **98**
 Chillagit 164
 Chiolith 17
 Chiviatit 11
 Chloanthit 58, **64**
 Chloralunit 17
 Chlorapatit 393
 Chlorite 33, **343**
 Chloritgruppe **343**
 Chloritoid 33, 340*
 Chlormarialith 31, 307
 Chlormimetesit 393
 Chloromelanit 263, 270, **281**
 Chlorophyllit 402
 Chlorospinell 142
 Chloropyromorphit 393
 Chlorsilber 50
 Chlorvanadinit 393
 Chondrodit 30
 Chromdiopsid 262
 Chromeisenerz 137, **144**
 Chromgranat 29
 Chromit 137, **144**
 Chrysoberyll 14, **386**
 Chrysokoll 684
 Chrysolith 523
 Chrysopras 408
 Chrysotil 353
 Cinnabarit **374**
 Citrin 405
 Clausthalit 51

Clintonit 33, 339
 Cobaltin **66**
 Cobaltingruppe **66**
 Coelestin 18, 502, **512**
 Colemanit 14
 Columbit 25
 Columbitgruppe 25
 Copiapit 18
 Coquimbit 18
 Cordierit 29, **401**
 Cosalit 11
 Cossait 326
 Cossyrit 28, **483**
 Cotunnit 17
 Couseranit 309
 Covellin 10, **372**
 Crestmoreit 32
 Crichtonit 158
 Cristobalit 13, 422
 Cronstedtit 345, **350**
 Crossit 473, 478
 Cubanit 12
 Cummingtonit 468, 476
 Cuprit 13, **218**
 Cuprobismutit 11
 Cuprodescloizit 21
 Cuproscheelit 164
 Curit 19
 Custerit 27
 Cyanit **615**
 Cyanochroit 17
 Cymophan 386
 Cyprin 257

D

Dahllit 393
 Danalith 30, 197
 Danburit 29
 Darapskit 16, 18
 Datolith 29, 575, **581**
 Daubr  elith 11
 Davyn 31, 208, 389, 390
 Dawsonit 16
 Delafossit 14
 Delessit 345, **350**
 Demantoid 201
 Descloizit 21
 Descloizitgruppe 21
 Desmin 34, 567, **570**
 Desmin-Phillipsitgruppe
 567

Deweylith 684
 Dewindtit 19
 Diallag 263, 268, 274
 Dialogit 98
 Diamant 8, 173, **174**
 Diaphorit 12
 Diaspor **287**, 318
 Diasporgruppe 14, **287**
 Dichroit **401**
 Dickinsonit 20
 Dihydr  t 22
 Diopsid 27, 261, 262, 264,
 265, **274**
 Diopsid-Jadeit 263
 Dioptas 32, 215, **216**
 Dipyr 309
 Disterrit 339
 Disthen 30, **615**
 Dixerit 24
 Dognacskait 11
 Dolerophanit 18
 Dolomit 76, **94**
 Domeykit 10
 Doppelperthit 534
 Dravit 452
 Dudgeonit 637
 Dufrenoyisit 11
 Dumortierit 30
 Durangit 23
 Dussertit 22
 Dysanalyt 25
 Dyskrasit 10
 Dyslusit 137

E

Eakleit 32
 Eastonit 32
 Edelberyll 382
 Edelopall 679
 Edelturmalin 452
 Edeldirkon 303
 Edenit 478
 Eichbergit 11
 Eis 13
 Eisen 8
 Eisenbl  te 441
 Eisenglanz **151**
 Eisenglimmer 156
 Eisenglimmer, rubinroter
 289
 Eisengruppe 8

Eisenkies 58, **60**
 Eisenkiesel 406
 Eisenmulm 681
 Eisennieren 681
 Eisenoocker 151
 Eisenrhodonite 264
 Eisenrosen 156
 Eisenschefferit 267
 Eisenturmaline 451
 Ekmanit 32
 Ektropit 32
 Elaeolith **389**
 Elektrum 8, 130
 Eleonorit 24
 Ellsworthit 25
 Elpidit 26
 Embolit 51
 Embrithit 11
 Emplektit 11
 Enargit 12
 Endlichit 393
 Engelhardit 304
 Enhydros 408
 Enstatit 27, 261, 264, 265,
 272
 Enstatitangit 262, 264
 Enstatitdiopsid 262
 Eosphorit 24
 Epidot 33, 619, **622**
 Epidot-Zoisitgruppe 33, 619
 Epigenit 12
 Epistilbit 34
 Erbsenstein 441
 Erdpech 34
 Erdwachs 34
 Erinit 22
 Errit 32
 Erythrin 21, 637, **639**
 Eudialyt 26
 Eukairit 57
 Euklas 29
 Eukolit 26
 Eukolittitanit 601
 Eukryptit 28
 Eulytin 30, 197
 Eupyrochroit 398
 Euxenit 25

F

Fahlerz 12, **186**
 Fahlunit 402

Fairfieldit 21
 Famatinit 11, 12
 Faratsihit 33, 358
 Faserhips 609
 Faserkiesel 315
 Faserquarz 407
 Faserserpentin 353, **355**
 Faserzeolith 312
 Fassait 263, 268, **274**
 Fayalit 27, **52**
 Federchalcedon 408
 Feldspatgruppe 29, 530, **532**
 Felseobanyit 19
 Ferberit 497
 Fergusonit 25
 Fermorit 393
 Ferrifeldspat 539
 Ferrigranate 29
 Ferritungstis 502
 Ferroplatin 8
 Feueropal 679
 Feuerstein 408, 680
 Fibroferrit 19
 Fichtelit 34
 Fallowit 20
 Finnemanit 24
 Fiorit 680
 Fizelyit 12
 Flinkit 23
 Flint 408, 680
 Florencit 23
 Fluellit 17
 Fluocerit 17
 Fluorapatit 393
 Fluorit 12, **120**
 Fluormimetesit 393
 Fluorpyromorphit 393
 Fluorvanadinit 393
 Flußspat **120**
 Forcherit 680
 Forsterit 27, **521**
 Foshagit 32
 Fowlerit 263, 270, **283**
 Franckeit 11
 Franklandit 15
 Franklinit 137, **143**
 Freibergit 189
 Freieslebenit 12
 Frenzelit 244
 Friedelit 31
 Fuchsit 326, 329, 333, 339

G

Gadolinit 29
 Gahnit 137, **143**
 Galenit **51**, 113
 Galenobismutit 11
 Galmey 586
 Gangquarz 407
 Ganomalith 31
 Garbenzeolith 570
 Garnierit 356, **683**
 Gastaldit 473, 478
 Gaylussit 16
 Gedrit 28, 468, **476**
 Gehlenit 28, **242**, 318
 Geikielith 148
 Gekrösestein 111
 Geokronit 11
 Georgiadesit 22
 Gersdorffit **66**
 Geysert 680
 Gibbsit 366
 Gieseckit 392
 Gigantolith 459
 Gilpinit 19
 Giobertit 97
 Gips 18, **609**
 Girasol 679
 Glanzkobalt 66
 Glaserit 17
 Glaskopf, brauner **680**
 Glaskopf, roter 151, 678
 Glaskopf, schwarzer **682**
 Glauberit 17
 Glaubersalz 17
 Glaukochroit 27
 Glaukodot 485
 Glaukonit 33, **683**
 Glaukophan 28, 473, 478
 Glimmergruppe 31, **325**
 Glimmer I. u. II. Art 328,
 329
 Glockerit 19
 Gmelinit 34, **105**
 Goethit 287, **289**, 318
 Gold 8, 127, **131**
 Goldberyll 382
 Goongarrit 11
 Graftonit 20
 Grammatit 28, 468, **476**
 Granate 29, **201**
 Granatgruppe s. l. **195**

Granatgruppe s. str. 29, 196,
201

Grandidierit 29

Graphit 8, **361**

Graupe 302

Grauspießglanz **244**

Greenockit **426**

Greenovit 591, 601

Griffithit 345

Griqualandit 478

Groenolith 682

Grossular 29, **201**

Grothit 601

Grünbleierz **399, 400**

Grünerit 28, 468, **476**

Grünerz 399

Guadalcazarit 378

Guanajuatit 244

Guanit 589

Guitermanit 11

Gummit 19

Gymnit 684

Gyrolith 34

I

Haarkies 434

Haematolith 23

Haidingerit 20

Halloysit 33, 360, 678

Halotrichit 19

Hämafibrit 22

Hämatit 145, **151**

Hambergit 14

Hannayit 20

Hardystonit 28, **242**

Hardystonitgruppe 28

Harmotom 34, 568, **572**

Hartit 34

Hartsalz 50

Hastingsit 472

Hatchettolith 25

Hauerit 58

Haughtonit 32, 327

Hausmannit 14, **159**

Hautefeuillit 21

Hauyn 30, **207**

Hauyn - Sodalith - Nosean-
Gruppe 205

Haydenit 105

Haytorit 408

Hedenbergit 27, 261, 262,
264, 265, 275

Hedyphan 393, 400

Heliodor 382

Heliotrop 408

Helminth 349

Helvin 30, **196**

Helvingruppe **196**

Hemimorphit 575, **586**

Hepatit 512

Heptaphyllit 32

Hercynit 137, **143**

Herderit 22

Herschelit 105

Hessit 57

Hessonit 29, 201

Heteromorphit 11

Heubachit 682

Heulandit 34, 572, **573**

Heulanditgruppe **34, 567, 572**

Heulanditsubgruppe 34

Hexahydrit 18

Hibschit 33

Hiddenit 263, 282

Hieratit 17

Higginsit 21

Hillebrandit 32

Himbeerspat 98

Hinsdalit 24

Hiortdahlit 26

Hjelmit 25

Hodgkinsonit 25

Högbomit 138

Holmquistit 473

Holzopal 679

Holzzinn 303

Homilit 29

Hopeit 21

Hornblendeasbest 469, 478

Hornblendegruppe 28, **459**

Hornblenden **461**

Hornblenden, basaltische
470, 478

Hörnesit 21

Hornsilber 50

Hornstein 408

Hortonolith 521

Hübnerit 498

Hudsonit 472

Humit 30

Humitgruppe 30

Hureaulit 20

Hutchinsonit 12

Hyalit 680

Hyalophane 531, 559

Hyalosiderit 521

Hyazinth 201

Hydrargillit 14, **366**

Hydrargillit-Sassolingrouppe
366

Hydroapatit 393, 399

Hydroboracit 14

Hydrocerussit 16

Hydrohämait 681

Hydroherderit 22

Hydromagnesit 16

Hydronephelin 392

Hydronephelit 34

Hydrophan 679

Hydrotalkit 366

Hydroxylapatit 393

Hydrozinkit 15, 16

Hypersthen 27, 261, 264,
265, **272**

Hypersthenaugit 262

I

Iddingsit 355

Idokras **257**

Iivaarit 201

Ilmenit 145, **157**

Ilvait **635**

Imerinit 475, 478

Indigolith 451

Inyoit 14

Iolith 401

Iridium 8

Irvingit 328

Ixonolith 25

J

Jacobsit 137

Jadeit 27, 261, 263, 265,
268, **281**

Jalpait 57

Jamesonit 11

Jarosit 19

Jarositgruppe 19

Jaspopal 679

Jaspis 408

Jeffersonit 261, 263, 267

Jeremejevit 15

Jezekit 23

Jodobromit 51

Jodyrit 17, 51
 Johannit 19
 Johnstrupit 26
 Jordanit 11
 Jurupait 32

K

Kacholong 679
 Kaersutit 472, 478
 Kainit 18
 Kakoxen 24
 Kalait 24, 684
 Kalialbite 532
 Kaliborit 15
 Kalifeldspat 552
 Kalinephelin 28, 389
 Kaliplagioklase 537
 Kalisalpeter 16
 Kalkbaryt 512
 Kalkglimmer 340
 Kalkharmotom 568
 Kalksalpeter 16
 Kalkspat 76, 80
 Kalkuranglimmer 225
 Kalkuranit 225
 Kallait = Kalait
 Kalomel 17
 Kämmererit 348
 Kämpylit 393, 400
 Kaneelstein 201
 Kaolin 33, 360, 678
 Kaolingruppe 33, 359
 Kaolinit 33, 358
 Kappenquarz 407
 Karbonatapatit 393
 Karbonatmarialith 307
 Karbonatmejonit 31, 307
 Karinthin 473
 Karpholith 33
 Karphosiderit 19
 Karyinit 20
 Kasolit 19
 Kassiterit 293, 299, 318
 Katapleit 26
 Kataphorit 472
 Katzenauge 386, 406
 Katzengold 337
 Keeleyit 11
 Kelyphit 205
 Kentrolith 28
 Kerargyrit 17, 50, 113

Kieselgur 680
 Kieselkupfer 684
 Kieselmalachit 684
 Kieselschiefer 408, 680
 Kieselzinkerz 31, 586
 Kieseritgruppe 18
 Klaprothit 11
 Klinochlor 344, 349, 352
 Klinoenstatit 261, 262, 264, 265
 Klinohumit 30
 Klinoklas 22
 Klinozoisit 33, 619, 622
 Knebelit 27, 521
 Kobaltarsenkies 485
 Kobaltblüte 637, 639
 Kobaltglanz 66
 Kobaltkies 66
 Kobaltnickelpyrit 64
 Kobellit 11
 Kohlenstoff 8
 Kokkolith 262
 Kokscharowit 481
 Kolophonit 201
 Konichalcit 22
 Koniekit 23
 Koppit 25
 Kordylit 16
 Korkit 24
 Kornerupin 29
 Korund 145, 148
 Korundgruppe 14, 145
 Korundophilit 344
 Kotschubeyit 349
 Köttigit 21, 637
 Krauerit 23
 Kreittonit 137
 Krennerit 10
 Kreuzstein 568, 572
 Kröhnkit 17
 Krokoit 19, 250, 318
 Krokydolith 474, 478
 Kryolith 17, 70, 113
 Kryolithionit 17
 Kryptoperthit 533
 Kunzit 263
 Kupfer 8, 127, 130
 Kupferglanz 368
 Kupferglanz, künstlicher 57
 Kupfergrün 684
 Kupfergruppe 8, 127

Kupferindig 372
 Kupferkies 11, 190
 Kupferlasur 584
 Kupfermanganerz 682
 Kupfernickel 434
 Kupferpecherz 681
 Kupferuranglimmer 225
 Kupferuranit 225
 Küstelit 130
 Kylindrit 11

L

Labrador 536
 Labradorit 532, 536, 561
 Labradownit 536
 Lagerquarz 407
 Lagonit 15
 Lamprophyllit 26
 Laneit 472
 Langbeinit 17
 Langit 18
 Lansfordit 16
 Lapis Lazuli 209
 Larderellit 15
 Lasionit 640
 Lasurapatit 393
 Lasurit 30, 207, 209
 Lasurstein 30, 209
 Laterit 682
 Laumontit 34
 Laurionit 17
 Laurit 58
 Låvenit 26
 Lawsonit 33
 Lazulith 23, 237, 318
 Leadhillit 18
 Leberkies 490
 Lecontit 18
 Leifit 31
 Lengenbachit 12
 Leonhardt 34
 Leonit 17
 Lepidokrokit 289
 Lepidolith 31, 326, 329, 330, 334, 338
 Lepidomelan 31, 327, 330, 332, 334, 339
 Lepidophaeit 682
 Leptochlorit 33, 344, 347, 349, 352
 Leuchtenbergit 349

Leucit 28, 209, **210**
 Leukaugit 263
 Leukophan 30
 Leukophönizit 30
 Leukopyrit 494
 Leukosphenit 26
 Leukoxen 601
 Leverrierit 33
 Levyn **105**
 Libethenit 21
 Libethenitgruppe 21
 Liebenerit 392
 Lievrit 32, **635**
 Ligurit 601
 Lillianit 11
 Limonit 14, 678, **680**
 Linarit 18
 Lindackerit 22
 Linneit 11
 Lithargit 13
 Lithionit 31, 327
 Lithiophililit 20
 Lithiophililitgruppe 20
 Lithiophorit 682
 Liveingit 11
 Livingstonit 11
 Loewit 17
 Löllingit 485, **494**
 Lorandit 11
 Lorenzenit 26
 Lossenit 24
 Lucinit 23
 Ludlamit 22
 Ludwigit 15
 Lüneburgit 15
 Lutecit 407
 Luzonit 11
 Lydit 408, 680

M

Magnesioferrit 137
 Magnesit 76, 95, **97**
 Magnesiumdiopsid 262
 Magnesiumturmalin 451
 Magnetit 135, 137, **138**
 Magnetkies **432**
 Makroperthit 533
 Malachit 15, **643**
 Malakolith 262
 Manganapatit 393
 Manganauhit 266

Manganaxinit 579
 Manganblende **186**
 Manganfayalit 521
 Manganhedenbergit 261, 263
 Manganit 14, 287, **291**, 318
 Manganocalcit 76
 Manganomelan 682
 Manganophylle 31, 327, 329, 330, 331, 339
 Manganosiderit 76
 Manganosit **68**
 Manganschaum 682
 Manganschwärze 682
 Manganspat 98
 Margarit 340
 Marialith 307
 Mariposit 32
 Markasit 60, 485, **488**
 Markasitgruppe 10, **485**
 Marshit 17
 Mascagnin 18
 Massicot 13
 Mathildit 11
 Matlockit 17
 Maucherit 10
 Mazapilit 24
 Meerschäum 33, 357, 679
 Mejonit 307
 Melaconit 70
 Melanit 29, 201
 Melanotekit 28
 Melanteritgruppe 18
 Melilith 28, **242**, 613
 Melilithgruppe **242**
 Melinophan 30
 Mellit 34
 Melnikowit 490, 678
 Melnikowitgel 678
 Mendipit 17
 Mendozit 19
 Meneghinit 11
 Menilit 680
 Meroxen 31, 327, 329
 Mesitinspat 76
 Mesolith 34, **312**
 Metabruceit 365
 Metacinnabarit 378
 Metacinnabaritgruppe 10
 Metaheulandit 34
 Metaskolezit 314
 Metatorbernit 228

Metaxit 356
 Meyerhofferit 14
 Miargyrit 11
 Miesit 399
 Mikroklin 29, 532, 545, **559**
 Mikrolith 25
 Mikroperthit 533
 Mikrosommit 31, 389, 390
 Mikrotin 560
 Milarit 34
 Milchopal 679
 Milchquarz 406
 Millerit 10, **434**
 Miloschin 33, 358
 Mimetesit 21, 393, **400**
 Mimetit **400**
 Minasit 682
 Misenit 18
 Mißpickel 485, **491**
 Mixit 23
 Mizzonit 309
 Mohrenkopf 452
 Mokkastein 408
 Molengraffit 26
 Molybdänglanz 362
 Molybdänit **362**
 Molybdit 13
 Molybdophyllit 31
 Molsyt 17
 Monazit 23
 Mondstein 534, 553
 Monetit 20
 Monheimit 76
 Monimolit 20
 Monticellit 27, **521**
 Montmorillonit 33
 Montroydit 13
 Moosachat 408
 Morasterz 681
 Mordenit 573
 Morganit 382
 Morion 405
 Moroxit 393
 Mossandrit 26
 Mossit 25
 Mottramit 22
 Mullit 30, 256, 316
 Muskowit 31, 326, 328, 329, **333**, 338
 Muskowitphengit 326
 Muthmannit 10

Myrickit 408
Myrmekit 567

N

Nadelerz 289
Nadelzinn 301
Nadorit 24
Nagyagit 228, 318
Nakrit 358
Nantokit 17
Nantokitgruppe 17
Narsarsukit 26
Nasonit 31
Natrolith 34, 311, 312, 318
Natrolithgruppe 311
Natrolithsubgruppe 34
Natronamblygonit 23
Natronaugit 281
Natronmikroklin 532, 559
Natronnephelin 28, 389
Natronorthoklas 29, 531, 558
Natronpyroxen 268
Natronsalpeter 16, 98
Natronsanidin 531, 558
Natrophilit 20
Naumannit 57
Nemalith 364
Nephelin 28, 386, 389
Nephelengruppe 26, 386, 389
Nephrit 469, 478
Neptunit 26
Nesquehonit 16
Newberyit 20
Newjanskite 8
Nickelblüte 637, 640
Nickelgymnit 356, 684
Nickelin 434
Nigrin 294
Niobit 25
Nitroglauberit 16
Nontronit 33, 358
Northupit 16
Nosean 30, 207
Numeait 683

O

Ocker 681
Okenit 32
Oktopyllit 32
Oligoklas 532, 536, 561
Oligonspat 76

Olivenit 21
Olivin 27, 521
Olivingruppe 27, 519, 521
Omphacit 263, 270, 274
Onyx 408
Opal 13, 678, 679
Opalachate 679
Opaljaspis 679
Opicalcit 356
Orthangit 27, 261, 264, 271, 272, 318
Orthit 33, 619, 631
Orthochlorit 33, 343, 346
Orthoklas 29, 531, 545, 552
Orthoklasperthit 533
Ortstein 681
Osannit 474
Osmiumgruppe 8
Osteolith 393
Ottrelith 33, 340
Owyheerit 12
Oxalit 34

P

Pachnolith 17
Palladium 8
Palmierit 17
Pandermit 14
Paragonit 31, 326, 333
Paraluminat 19
Parasepiolith 357
Pargasit 469, 478, 479
Parisit 16
Parsettensit 32
Paternoit 14
Pearcit 11
Pechblende 19
Peganit 24
Pektolith 27
Pelagit 682
Penfieldit 17
Pennin 344, 348, 350, 352
Pentlandit 10, 116
Periklas 68
Periklasgruppe 13, 68, 113
Periklin 532
Perlgips 609
Perlsinter 680
Perowskit 26, 72, 113
Perthit 533
Petalit 29

Phacolith 34, 105
Phakolith 34, 105
Pharmakolith 20, 640
Pharmakosiderit 24
Phenakit 27, 211
Phenakitgruppe 27, 211
Phengit 32, 326, 330
Phillipsit 34, 568, 572
Phlogopit 31, 327, 329, 330, 334, 338
Pholerit 359
Phosgenit 16
Phosphorochalcit 22
Phosphorit 393
Phosphosiderit 23
Piemontit 33, 619, 622, 623
Pigeonit 262, 264
Pikotit 137, 143
Pikroterphroit 522
Pilit 478
Pinakiolith 15
Pinit 402
Pinnoit 14
Pirssonit 16
Pistazit 619, 622
Pistomesit 76
Plagioklas 29, 532, 536, 541, 560
Plagionit 11
Plancheit 32
Plasma 408
Platin 8
Platingruppe 8
Plattnerit 293
Platynit 11
Plazolith 29
Plenargyrit 11
Pleonast 142
Plumboniobit 25
Plumosit 11
Polianit 293
Polianitgel 682
Polierschiefer 680
Polyargyrit 11
Polybasit 11
Polydymit 11
Polyhalit 18
Polykras 25
Polyolithionit 31, 328
Polymignit 25
Polysphärit 399

Porpezit 130
 Porzellanerde 360
 Powellit 164, 170
 Prasem 406
 Prasopal 679
 Pregrattit 326
 Prehnit 33, **518**
 Priorit 25
 Prismatin 29
 Probierstein 408
 Prochlorit 344, **349**, 352
 Prolektit 30
 Protolithionit 32
 Proustite 11, 99, **102**
 Pseudoapatit 398
 Pseudoleucit 211, 559
 Psilomelan 14, 291, **682**
 Pucherit 23
 Purpurit 23
 Pyknit 526
 Pyralolith 280
 Pyrrargillit 402
 Pyrrargyrit 11, 99, **103**
 Pyrit 58, **60**
 Pyritgruppe 10, **58**, 113
 Pyritgruppe s. str. **58**
 Pyroaurit 14
 Pyrobelonit 21
 Pyrochlor 25
 Pyrochroit **364**
 Pyrolusit 14, 291, 682
 Pyromorphit 21, 398, **399**
 Pyrop 29, **201**
 Pyrophanit 145
 Pyrophyllit 33, **358**
 Pyrophysalith 526
 Pyrosklerit 280
 Pyrosmalith 31
 Pyrostibit 14
 Pyrostilpnit 11
 Pyroxene, alkaliarme **274**
 Pyroxene, monokline **264**
 Pyroxene, rhombische **264**
 Pyroxene, triklin 270, **283**
 Pyroxengruppe 27, 260, **261**
 Pyroxmangit 263, 271
 Pyrrhit 25
 Pyrrhosiderit 287
 Pyrrhotin 10, **432**

Q

Quarz 13, **404**
 Quarzin 407
 Quarzit 408
 Quecksilber 8
 Quellerz 681

R

Rädelerz **73**
 Radiobaryt 509
 Rammelsbergit 485
 Randanit 680
 Raseneisenerz 681
 Raspit 498
 Rathit 11
 Rauchquarz 405
 Rauchtopyas 405
 Rauschgelb 607
 Realgar **494**
 Reddingit 21
 Reinit 502
 Rezbanyit 11
 Rhabdionit 682
 Rhätizit 619
 Rhodit 130
 Rhodizit 15
 Rhodochrosit 76, **98**
 Rhodonit 28, 263, 270, 271, **283**
 Rhodusit 473
 Rhombenfeldspäte 537, **561**
 Rhomboklas 18
 Rhönit 28, **483**
 Richterit 474, 478
 Riebeckit 28, 474, 478, 479
 Rinkit 26
 Ripidolith 346
 Risörit 25
 Riversideit 32
 Roepperit 27, **521**
 Rosaberyll 382
 Roscoelith 326, 329, 333, 339
 Roselith 21
 Rosenbuschit 26
 Rosenquarz 405
 Rösslerit 20
 Rotbleierz **250**
 Roteisenstein 151
 Rotgiltigerze **99**, 113
 Rotgiltigerz, dunkles **99**, **103**
 Rotgiltigerz, liches **99**, **102**

Rotkupfererz **218**
 Rotnickelkies **434**
 Rotnickelkiesgruppe **434**
 Rotzinkerz **430**
 Rowlandit 30
 Rubellan 327
 Rubellit 452
 Rubicell 142
 Rubin 148
 Rubinspinell 142
 Rumpfit 346
 Rutherfordin 16
 Rutil 293, **294**, 318
 Rutilgruppe 13, **293**

S

Safflorit 66, 485
 Sagenit 298
 Sagenitgewebe 298
 Salit 262
 Salmiak 17, **198**
 Salmiakgruppe 17
 Salmit 340
 Salpeter 16
 Samarskit 20, 25
 Samiresit 25
 Samsonit 12
 Sanidin 531, 545, **552**
 Saphir 148
 Saphirquarz 406
 Sapphir 148
 Sapphirin 29
 Sarder 408
 Sardonyx 408
 Sarkinit 22
 Sarkolith **242**
 Sartorit 11
 Sassolin 14, **366**
 Schachbrettalbite 567
 Schalenblende 178
 Schapbachit 12
 Schaumkalk 441, 615
 Scheelit 159, 164, **165**
 Scheelitgruppe 19, 159, **164**
 Schefferit 27, 261, 263, 267
 Scherbenkobalt 120
 Schillerspat 274, 355
 Schirmerit 12
 Schmirgel 151
 Schoenit 17
 Schoepit 19

Schörl 452
 Schorlomit 201
 Schwarzkupfererz 70
 Schwarzmanganerz 682
 Schwazit 189
 Schwefel 8, **233**, 318
 Schwefelkies 58, **60**
 Schwefel, monokliner 8
 Schwefel, rhombischer 8, **233**
 Schwerspat 502, **507**
 Scovillit 23
 Seebachit 105
 See-Erz 681
 Seidengips 609
 Seifenzinn 303
 Selenwismutglanz 244
 Seligmannit 12, 75
 Sellait 17
 Semseyit 11
 Senait 148
 Senarmontit **134**
 Senarmontitgruppe 14
 Sericit 326, 333, 338
 Sericitphengit 326
 Serpentin 33, 343, **352**
 Serpentinäbest 353, 355
 Serpentin, edler 355
 Seybertit 339
 Shattuckit 32
 Sheridanit 346
 Siberit 452
 Siderit 76, 95, 97
 Siderophyllit 32
 Silber 8, 127, **131**
 Silberglanz 57
 Silberglanzgruppe 57
 Silberjodid 51
 Sillimanit 30, **315**, 318
 Silicalith 307
 Sismondin 33, 340
 Skapolith 31, **307**, 318
 Skapolithgruppe 31
 Skolezit 34, **312**, 318
 Skorodit 23
 Skutterudit 10, 66
 Smaltin 58, **64**
 Smaragd 382
 Smaragdit 382, 469, 478
 Smirgel 151
 Smithit 11

Smithsonit 76, **98**
 Sobralit 264, 271
 Soda 15
 Sodalith 30, **207**
 Sodalithgruppe 30, 205, **207**
 Soddyit 19
 Sonnenstein 561
 Spaniolit 189
 Spargelstein 393
 Spateisenstein **97**
 Speckstein 357
 Speiskobalt 56, **64**
 Spencerit 22
 Sperryllith 58, 66
 Spessartin 29, **201**
 Speziait 474
 Sphalerit **178**
 Sphärocobaltit 76
 Sphärosiderit 97
 Sphen 591
 Spinelle 137, **142**
 Spinellgruppe 14, **135**
 Spodumen 27, 28, 262, 263, 281
 Sprödglimmergruppe 33, **339**
 Sprudelstein 441
 Stannin 12
 Stasit 20
 Staßfurtit 194
 Staurolith 32, **632**
 Steatit 357
 Steenstrupin 25
 Steinsalz 17, 42, **47**
 Steinsalzgruppe 17, **42**, 113
 Stephanit 11
 Stercorit 20
 Sternbergit 12
 Sternquarz 407
 Sternsaphir 148
 Stewartit 21
 Stibiconit 14
 Stibnit **244**
 Stilbit 570, 572, 573
 Stilpnomelan 345, 350
 Stilpnosiderit 681
 Stokesit 26
 Stolzit 164, 170
 Strahlstein 469, 478

Strahlzeolith 570
 Strengit 23
 Strigovit 345, 350
 Stromeyerit 372
 Strontianit 437, **444**
 Strontianorthit 538
 Strontiumfeldspat 532, 545
 Struvit 20, **589**
 Stylotypit 11
 Sulfatapatit 393
 Sulfatmarialith 307
 Sulfatmejonit 307
 Sulfoborit 15
 Sulfohalit 18
 Sulvanit 12
 Sumpferz 681
 Sussexit 14
 Svabit 393
 Svanbergit 24
 Svanbergitgruppe 24
 Sylvanit 10
 Sylvin 17, 42, **49**
 Symplexit 21, 637
 Synadelphit 23
 Syngenit 17
 Sysserksit 8
 Szaibelyit 14
 Szechenyiit 474
 Szepterquarz 406

T

Tagilit 22
 Talk 33, **357**
 Talkapatit 398
 Tantalit 25
 Tapalpit 11
 Tapiolith 25
 Tapiolithgruppe 25
 Tarapacait 19
 Taramit 472
 Tarbutt 22
 Tavistockit 23
 Tennantit 12, **186**, 189
 Tenorit 13, **70**, 113
 Tephrodit 27, **521**
 Terra rossa 682
 Teschemacherit 16
 Tesseralkies 66
 Tetraedrit 12, **186**, 189
 Tetraedrit s. str. 189
 Thalenit 30

Thaumasit 18
 Thenardit 17
 Thermonatrit 15
 Thomsenolith 17
 Thomsonit 34, 315
 Thorianit 13
 Thorit 293
 Thortveitit 30
 Thulit 619
 Thuringit 345, 350
 Tigerauge 406, 478
 Tilasit 22
 Tinkal 285
 Tinzenit 32
 Titanaugit 262, 263, 265, 268
 Titaneisen 157
 Titanit 26, 591, 601
 Titanomagnetit 138
 Titanomorphit 601
 Ton 33
 Toneisenstein, roter 151
 Tonerdegranate 29, 201
 Tonerdeferrigranate 201
 Topas 30, 519, 526
 Topazolith 29, 201
 Torbernit 20, 23, 225, 318
 Torendrikit 474
 Trechmanit 11
 Tremolit 468
 Trichaleit 21
 Tridymit 13, 422
 Trigonalit 24
 Trimerit 27
 Tripel 680
 Triphan 263
 Triphylin 20
 Triplit 22
 Triploidit 22
 Trippkeit 24
 Trögerit 23
 Troilit 434
 Trolleit 23
 Trona 16
 Troostit 27, 211
 Tsumebit 22
 Tungst 13
 Turanit 22
 Turgit 289
 Türkei 24, 684

Turmalin 450
 Turmalinfels 452
 Turmalingruppe 30, 437, 450

U

Uhligit 26
 Ulexit 15
 Ullmannit 66
 Ultrabasil 12
 Ultramarin 207, 209
 Umbra 681
 Uralit 281, 469, 478
 Uranglimmer 23, 224, 225
 Uraninit 14, 19, 144
 Uranophan 20
 Uranopilit 19
 Uranosphaerit 20
 Uranospinit 20, 23, 225
 Uranotil 19
 Uranpecherz 19, 144
 Uwarowit 29, 201

V

Valentinit 249
 Valentinitgruppe 14
 Vanadinbleierz 401
 Vanadinit 21, 393, 401
 Vanthoffit 17
 Variscit 23
 Velardenit 28, 242
 Vesuvian 31, 257, 318
 Villarsit 355
 Violan 262
 Viridin 254
 Visiergraupe 303
 Vitriolblei 514
 Vivianit 21, 637
 Vivianitgruppe 637
 Voelcknerit 393
 Voltait 19
 Vrbait 11
 Vulpinit 111

W

Wachsopal 679
 Wad 14, 682
 Wagnerit 22
 Walnewit 339

Wapplerit 20
 Warwickit 15
 Wavellit 24, 640, 673
 Webskyit 355
 Weibullit 11
 Weichmanganerz 682
 Wellsit 568
 Wernerit 309
 Whewellit 34
 Wiesenerz 681
 Wiikit 25
 Willemmit 27, 211
 Willyamit 66
 Winchit 474
 Wismut 8, 116, 120
 Wismutglanz 244, 249
 Witherit 437, 445
 Wittichenit 11
 Wocheinit 681
 Wöhlerit 26
 Wolchonskoit 33, 358
 Wolfachit 485
 Wolframitgruppe 19, 497
 Wolframit 498
 Wollastonit 27, 262, 284
 Wolnyn 509
 Worobiewit 385
 Wulfenit 164, 168
 Wulfenitgruppe 19
 Würfelzeolith 105
 Wurtzit 426
 Wurtzitgruppe 10, 426

X

Xanthokon 11
 Xanthophyllit 33, 339
 Xanthosiderit 681
 Xenotim 23, 293

Y

Yttergranat 201
 Yttrotantalit 25
 Yttrotitanit 26, 591

Z

Zaratit 15
 Zellquarz 407
 Zeolith 33
 Zepharovichit 23

Zeunerit 20, 23, **225**
 Ziegelerz 220
 Zinckenit 11
 Zinkblende 177, **178**
 Zinkblendegruppe 10
 Zinkit 13, **480**
 Zinkspat 98

Zinkspinelle 137, **143**
 Zinnerz 293, **298**
 Zinnkies (Stannin) 12
 Zinnober 10, **374**
 Zinnstein 293, **298**
 Zinnwaldit 31, 327, 330, 332,
334, 338

Zippeit 19
 Zirkon 293, **303**, 318
 „Zirkonaugit“-gruppe 26
 Zoisit 33, **619**, 620, 622
 Zoisit, rhombischer **620**
 Zunyit 31, 197

Korrekturen

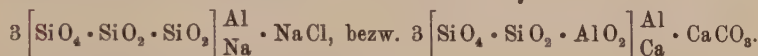
Seite 11 Tabelle der einfachen Sulfosalze lies: Guitermanit und Trechmanit statt Guitermannit und Trechmannit.

Seite 13 lies: Cristobalit statt Christobalit.

Seite 18 lies: Chalkanthitgruppe statt Chalkantithgruppe.

Seite 25 lies: Tapiolit statt Tapiolith.

Seite 31 Die Formeln für Chlormarialith und Karbonatmejonit müssen lauten:



Seite 69 lies: Glasglänzend statt Gasglänzend.

Seite 88 Legende. Zeile 4 lies: 447 statt 337.

Seite 89 Legende. Zeile 3 von unten lies: Rødefjord statt Rødefiord.

Seite 90 Legende. Zeile 2 von oben lies: $e \langle 0001 \rangle = \langle 111 \rangle$ statt $= \langle 011 \rangle$.

Zeile 3 von oben lies: $\langle 44\bar{3} \rangle$ statt $\langle 443 \rangle$.

Zeile 4 von oben lies: $\langle 22\bar{3} \rangle$ statt $\langle 32\bar{3} \rangle$.

Zeile 6 von oben lies: $\langle 5167 \rangle$ statt $\langle 5165 \rangle$.

Seite 125 Titel lies: [110]-Typus statt [110-Typus].

Seite 140 Legende. Zeile 2 von oben lies: $l \langle 511 \rangle$ statt $\langle 1511 \rangle$.

Seite 149 Legende. Zeile 9 von unten lies: gemeinsame statt gemeinsamen.

Seite 241 Legende. Zeile 1 von oben lies: $r \langle 210 \rangle$ statt $v \langle 210 \rangle$.

Zeile 7 von oben lies: Rézbánya statt Rézbanya.

Zeile 3 von unten lies: Edinburghshire statt Edinbourg Shire.

Seite 284 unten. Der Auslöschungswinkel von 30 bis 32° ist α/c und nicht $\alpha/y/c$.

Seite 285 6. Zeile von oben lies: $\langle \bar{1}01 \rangle$ statt $\langle 101 \rangle$.

Seite 297 Legende. Zeile 11 von oben lies: $e:s$ statt $e:o$.

Zeile 6 von unten lies: $(011:011)$ statt $(011:011)$.

Seite 304 Legende. Zeile 3 von unten lies: U-Kontaktzwilling statt K-Kontaktzwilling.

Seite 350 Legende. Letzte Zeile: $\rho =$ fällt weg.

Seite 351 Legende. Zeile 3 ($= u$ in E) ist zu streichen, beizufügen ist $r \langle 337 \rangle$.

Seite 378 lies: Guadalcazarit statt Guadalcazurit.

Seite 386 Spaltbarkeit nach $\langle 011 \rangle$ und nicht $\langle 012 \rangle$.

Seite 393 lies: Voelcknerit und nicht Voelckerit.

Seite 473 Zeile 9 von unten lies: $\rho \langle v \rangle$ statt $\rho \rangle v$.

Seite 475 Fig. 217 lies: Speziait statt Spezziatit.

Seite 504 Tabelle. Der Winkel von ca. 52° entspricht $(001)(011)$ *Hawy* und nicht $(001)(111)$.

Seite 518 Erste Zeile von oben lies: Anglesit statt Cerussit.

Seite 617 Es fehlt in der Aufzählung $\langle 001 \rangle$ als Hauptform.

Lehrbuch der Mineralogie 2. Auflage von Professor **Dr. Paul Niggli**. I. Teil:
Allgemeine Mineralogie. Mit 553 Textfiguren. (XVI u. 712 S.) 1924

Gebunden 24.—

Geometrische Kristallographie des Diskontinuums von Prof. **Dr. Paul Niggli**. Mit 200 Textabbildungen. (XI u. 576 S.) 1919

Gebunden 48.—

Die Gesteinsmetamorphose von Professor **Dr. U. Grubenmann** und Professor **Dr. Paul Niggli**. 3., völlig umgearbeitete Auflage von „**Die kristallinen Schiefer**“.
I. Allgemeiner Teil. Mit 160 Textfiguren. (XII u. 539 S.) 1924 Geb. 32.25

Gesteins- und Mineralprovinzen von Professor **Dr. Paul Niggli**.

Band I: Einführung, Zielsetzung, Chemismus der Eruptivgesteine,
insbesondere der Lamprophyre von Professor **Dr. Niggli** und Privatdozent
Dr. P. J. Beger. Mit zahlreichen Textfiguren. (XVI u. 602 S.) 1923

Gebunden 51.—

Praktikum der experimentellen Mineralogie mit Berücksichtigung der
kristallographischen und chemischen Grenzgebiete von Professor **Dr. Ernst Sommerfeldt**. Mit 61 Abbildungen. (XI u. 192 S.) 1911

Gebunden 7.20

Die Minerale des Harzes. Eine auf fremden und eigenen Beobachtungen be-
ruhende Zusammenstellung der von unserm heimischen Gebirge bekannt ge-
wordenen Minerale und Gesteinsarten von Professor **Dr. Otto Luedecke**. Mit
einem Atlas von 27 Tafeln und einer Karte. (XII u. 643 S.) 1896 Geh. 84.—

Theorie der Kristallstruktur von Professor **Dr. A. Schönflies**. Mit 257 Text-
abbildungen. (XII u. 555 S.) 1923

Gebunden 21.—

**Das feinbauliche Wesen der Materie nach dem Vorbilde der
Kristalle** von Geh. Reg.-Rat Professor **Dr. F. Rinne**. Mit 203 Textabb.
2. und 3. Auflage. (VIII u. 168 S.) 1922

Gebunden 3.90

Forschungen der Kristallkunde, herausgegeben von Prof. **Dr. A. Johnsen**,
Direktor des Mineralogisch-Petrographischen Institutes der Universität Berlin.
Heft 1: Trachten der Kristalle von **Dr. H. Tertsch**, Professor an der
Universität Wien.

Unter der Presse

**Mikroskopische Mineralbestimmung mit Hilfe der Universaldreh-
tischmethoden** von Professor **Dr. M. Berek**. Mit 55 Textfiguren und
5 Tabellen. (X u. 168 S.) 1924

Gebunden 10.50

Die Anwendung der stereographischen Projektion bei kristallographischen Untersuchungen von Professor **Dr. H. E. Boeke** †. Mit 57 Textabbildungen und einer lith. Tafel. (VIII u. 58 S.) 1911 Geb. 3.90

Die gnomonische Projektion in ihrer Anwendung auf kristallographische Aufgaben von Professor **Dr. H. E. Boeke** †. Mit 49 Textfiguren. (IV u. 54 S.) 1913 Gebunden 5.40

Leitfaden der Kristallographie von Geh. Hofrat Professor **Dr. J. Beckenkamp**, Direktor des mineralog.-geologischen Institutes der Universität Würzburg. Mit 549 Textfiguren. (XII u. 466 S.) 1919 Gebunden 16.50

Statische und kinetische Kristalltheorien von Geh. Hofrat Professor **Dr. J. Beckenkamp**, Direktor des mineralog.-geolog. Institutes der Universität Würzburg.

Erster Teil: Geometrische Eigenschaften der Kristalle und deren Veranschaulichung durch geometrische Strukturbilder. Mit 303 Textabbildungen. (VIII u. 206 S.) 1913 Gebunden 16.50

Zweiter Teil: Theorie der Ausbreitung der Energie in Kristallen durch Strahlung (Kristalloptik) und Veranschaulichung der optischen Eigenschaften der kristallisierten Kieselsäure durch statische Strukturbilder. Mit 487 Textfig. und 7 Stereoskopbildern. (XII u. 670 S.) 1915 Gebunden 49.50

Die 32 kristallographischen Symmetrieklassen und ihre einfachen Formen von **Dr. E. A. Wülfing**, o. Professor der Mineralogie und Petrographie an der Universität Heidelberg. Zweite, vollständig umgestaltete und erweiterte Auflage. Mit 8 Tafeln und 260 Abb. (48 S.) 1914 Gebunden 7.80

Grundlagen der physikalisch-chemischen Petrographie von Professor **Dr. H. E. Boeke** †. Zweite Auflage, neu bearbeitet von Professor **Dr. Wilhelm Eitel**. Mit 277 Textfiguren und 5 Tafeln. (XI und 589 S.) 1923 Geb. 24.—

Die Kolloidchemie als Hilfswissenschaft der Mineralogie und Lagerstättenlehre und ihre Anwendung auf die metasomatischen Blei-Zink-Lagerstätten von **Dr. F. Bernauer**, Privatdozenten an der Technischen Hochschule Berlin. Mit 3 Textabbildungen. (VIII u. 83 S.) 1924 Geheftet 4.50

Die wichtigsten Lagerstätten der „Nicht-Erze“ von Professor Dr. O. Stutzer.

Erster Band: Graphit, Diamant, Schwefel, Phosphat. Mit 108 Textabbildungen. Gebunden 36.—

Der Band I ist einzeln nicht lieferbar, sondern wird nur mit Band II zusammen abgegeben.

Zweiter Band: Kohle, Allgemeine Kohlengeologie. Mit 44 Tafeln und 177 Textabbildungen. Zweite vollständig erweiterte und umgearb. Auflage. (1923) Gebunden 40.50

Lehre von den Erzlagerstätten von Professor Dr. Richard Beck †. Dritte, umgearbeitete Auflage. Zwei Bände mit 523 Figuren und einer Gangkarte. (XXII u. 883 S.) 1909 Gebunden 54.—

Abriß der Lehre von den Erzlagerstätten von Dr. Richard Beck, weiland Professor an der Bergakademie in Freiberg, bearbeitet durch Dr. Georg Berg, Bergrat an der Geologischen Landesanstalt in Berlin. Mit 144 Textfig. (XI u. 408 S.) 1922 Gebunden 22.50

Die mikroskopische Untersuchung der Erzlagerstätten von Dr. Georg Berg, Diplom-Bergingenieur. Mit 88 Textfiguren. (VI u. 198 S.) 1915 Geheftet 12.—

Erz- und Minerallagerstätten des Thüringer Waldes von Dr. Br. von Freyberg, Privatdozenten an der Universität Halle a. d. S. Mit 18 Abb. auf 12 Tafeln. (198 S.) 1923 Geheftet 15.—

Die diamantführenden Gesteine Südafrikas, ihr Abbau und ihre Aufbereitung von Dr. ing. Percy A. Wagner. Mit 29 Textabb. und 2 Tafeln. (XVIII u. 207 S.) 1909 Geheftet 10.50

Petrographisches Praktikum von Professor Dr. Reinhold Reinisch, Privatdozenten an der Universität Leipzig.

Erster Teil: Gesteinsbildende Mineralien *Vergriffen*

Zweiter Teil: Gesteine. Dritte, umgearbeitete Auflage. Mit 76 Textfig. (V u. 202 S.) 1920 Gebunden 12.—

Systematische Petrographie auf genetischer Grundlage von Dr. W. Hommel, Dozent an der Bergakademie in Clausthal.

Band I: Das System. Mit 5 Taf. u. 4 Textfig. (IX u. 174 S.) 1919 Geh. 15.—

Beiträge zur chemischen Petrographie von Professor Dr. A. Osann.

Dritter Teil: Analysen von Eruptivgesteinen und kristallinen Schiefern aus den Jahren 1900—1909. Mit einem Anhang: Analysen isolierter Gemengteile. Geheftet 50.—

Steinbruchindustrie und Steinbruchgeologie. Technische Geologie für Geologen, Ingenieure, Architekten, Steinwerksbesitzer, Betriebsleiter, Techniker, Baubehörden, Materialprüfungsämter, Gewerbeinspektoren, technische Lehranstalten von Professor **Dr. O. Herrmann**. Zweite, umgearbeitete und vermehrte Auflage des allgemeinen Teiles aus dem gleichbetitelten Werke des Verfassers. Mit 2 Tafeln in Buntdruck, 8 Schwarztafeln und 20 Textfiguren. (XII u. 312 S.) 1916 Gebunden 27.—

Gesteine für Architektur und Skulptur von Professor **Dr. O. Herrmann**. Zweite, umgearbeitete und vermehrte Auflage des Anhangs aus dem Werke des Verfassers „Steinbruchindustrie und Steinbruchgeologie“. (XII u. 119 S.) 1914 Gebunden 7.50

Leitsätze für die praktische Beurteilung, zweckmäßige Auswahl und Bearbeitung natürlicher Bausteine von Geh. Regierungsrat Professor **Dr. J. Hirschwald**. Zusammengestellt im Auftrage des Ministeriums der öffentl. Arbeiten. Mit 18 Textfiguren Kartoniert 3.—

Handbuch der bautechnischen Gesteinsprüfung zum Gebrauch für Beamte der Materialprüfungsanstalten und Baubehörden, für Steinbruchingenieure, Architekten und Bauingenieure, sowie für Studierende der technischen Hochschulen von Geh. Regierungsrat Professor **Dr. J. Hirschwald**. Mit 7 Farbendrucktafeln und 470 z. T. farbigen Textfiguren. (XVI u. 923 S.) 1912 Gebunden 84.—

Die bautechnisch verwertbaren Gesteinsvorkommnisse des preussischen Staates und einiger Nachbargebiete. Eine tabellarische Zusammenstellung der Steinbrüche nach Provinzen, Regierungsbezirken und Kreisen geordnet, mit Angabe der Verwendung der betreffenden Gesteine zu älteren Bauwerken und des an ihnen beobachteten Wetterbeständigkeitsgrades des Materials, bearbeitet von Geh. Regierungsrat Professor **Dr. J. Hirschwald**. Mit einer Übersichtskarte in Farbendruck. Herausgegeben im Auftrage des Ministers der öffentlichen Arbeiten. (XVI u. 281 S.) 1910 Gebunden 19.50

Bautechnische Gesteinsuntersuchungen. Mitteilungen a. d. mineralog.-geolog. Institut der Technischen Hochschule Berlin. Herausgegeben von Geh. Regierungsrat Prof. **Dr. J. Hirschwald**. Jedes Heft 4—6 Druckbogen in Groß-Lexikonformat mit zahlreichen Abb. bzw. Tafelbeilagen.

Bereits erschienen:

I. Jahrg. 2 Hefte	Geheftet 21.—
II. Jahrg. 2 Hefte	„ 21.—
III. Jahrg. 2 Hefte	„ 24.—
IV. Jahrg. 1 Heft	„ 15.—
V. Jahrg. 1 Heft	„ 15.—

Ausführliche Verlagsverzeichnisse kostenfrei

Grundzüge der allgemeinen Geologie für Studierende der Naturwissenschaften, der Geographie und der technischen Wissenschaften von Professor Dr. A. Tornquist. Mit 81 Textabbildungen. (VIII u. 242 S.) 1916 Gebunden 15.—

Grundzüge der geologischen Formations- und Gebirgskunde von Professor Dr. A. Tornquist. Mit 127 Textabbildungen. (V u. 295 S.) 1913 Gebunden 12.—

Über die Bedingungen der Gebirgsbildung von Professor Dr. K. Andréé Mit 16 Textabbildungen. (VIII u. 101 S.) 1914 Geheftet 4.80

Geologie in Tabellen von Professor Dr. Karl Andréé, Direktor des Geologisch-palaeontologischen Institutes an der Universität Königsberg i. Pr. Mit 9 Textfiguren. (XV u. 228 S.) 1922 Gebunden 10.50

Grundriß der angewandten Geologie unter Berücksichtigung der Kriegserfahrungen (für Geologen und Techniker) von Dr. Julius Wilser. Mit 61 Textabbildungen und 3 Tafeln. (VIII u. 176 S.) 1921 Gebunden 6.—

Geologisches Kartieren und Prospektieren von Prof. Dr. O. Stutzer. Zweite umgearbeitete und erweiterte Auflage. Mit 84 Textabbildungen. (VII u. 192 S.) 1924 Kartoniert 6.—

Wie sind geologische Karten und Profile zu verstehen und praktisch zu verwerten? Von Professor Dr. Fr. Schöndorf. Zweite Auflage. Mit 63 Textabbildungen. (100 S.) 1922 Kartoniert 2.25

Die Klimate der geologischen Vorzeit von Professor Dr. W. Koeppen, Hamburg und Professor Dr. A. Wegener, Graz. Mit 41 Abbildungen u. 1 Tafel. (IV u. 256 S.) 1924 Gebunden 13.50

Geologie der Erde. Unter Mitwirkung zahlreicher Fachgelehrter herausgegeben von Dr. Erich Krenkel, a. o. Professor für Geologie und Palaeontologie an der Universität Leipzig.

Geologie Afrikas von Professor Dr. Erich Krenkel. 1. Teil. Mit 22 Tafeln und 105 Textfiguren. (X u. 461 S.) 1925 Gebunden 38.—

Geologie von Europa. I. Teil von Professor Dr. S. von Bubnoff, Privatdozenten für Geologie und Palaeontologie an der Universität Breslau. Band I. Mit 86 Abbildungen und 8 Tafeln. (VIII u. 322 S.) 1926 Gebunden 25.—

Fortschritte der Geologie und Palaeontologie,

herausgegeben von Professor Dr. W. Soergel-Breslau

- Heft 1: **Das Batholithenproblem** von Professor Dr. Hans Cloos, Direktor des Geologischen Instituts der Universität Breslau. Mit 24 Figuren im Text. (III u. 80 S.) 1923 Geheftet 3.—
- 2: **Die Stämme der Reptilien** von Dr. Baron Nopcsa. Mit 6 Tafeln. (III u. 210 S.) 1923 Geheftet 15.—
- 3: **Die Gliederung der Erdrinde** von Dr. S. v. Bubnoff, Privatdozenten für Geologie und Paläontologie an der Universität Breslau. Mit 20 Figuren im Text. (III u. 84 S.) 1923 Geheftet 5.40
- 4: **Angewandte Palaeontologie und Geologie der Flachseegesteine und das Erzlager von Salzgitter** von Dr. J. Weigelt, Privatdozenten für Geologie und Paläontologie an der Universität Halle a. d. S. Mit 74 Figuren und 14 Tafeln. (III u. 128 S.) 1923 Geheftet 6.75
- 5: **Diluviale Flußverlegungen und Krustenbewegungen** von Dr. W. Soergel, Professor an der Universität Tübingen. Mit 10 Tafeln und 28 Figuren im Text. (VIII u. 388 S.) 1923 Geheftet 18.—
- 6: **Die tertiären Landoberflächen in Thüringen** von Dr. Br. v. Freyberg, Privatdozenten für Geologie und Paläontologie an der Universität Halle a. d. S. Mit 1 Tafel und 19 Figuren im Text. (III u. 77 S.) 1923 Geheftet 4.50
- 7: **Das Devon in Schlesien und das Alter der Sudetenfaltung** von Dr. E. Bederke, Privatdozenten an der Universität Breslau. Mit 1 geol. Karte, 1 Textabb. und 5 Abb. auf 2 Tafeln. (V u. 50 S.) 1924 Geheftet 3.—
- 8: **Palaeobiologische Betrachtungen über die fossile Pflanzenwelt** von Professor Dr. W. Gothan, Berlin. Mit einem Titelbild und 26 Figuren im Text. (III u. 178 S.) 1924 Geheftet 8.70
- 9: **Die Schollen der norddeutschen Moränen in ihrer Bedeutung für die diluvialen Krustenbewegungen** von Dr. Georg Petersen, Kiel. Mit 1 Figur und 1 Karte. (IV u. 96 S.) 1924 Geheftet 6.30
- 10: **Ammonitenstudien** von Professor Dr. Martin Schmidt. Mit 35 Textabbildungen und 1 Tafel. (364 S.) 1925 Geheftet 6.75
- 11: **Über die Natur und Bildungsweise der marinen Eisensilikate, insbesondere der chamositischen Substanzen.** Ein Beitrag zur Frage der Entstehung marinsedimentärer Eisenerzlagerstätten. Von Dr. K. Berz. Mit 6 Textfiguren und 6 Tafeln Unter der Presse
- 12: **Die südafrikanische Karoo-Formation als geologisches und faunistisches Lebensbild** von Professor Dr. Fr. von Huene in Tübingen. Mit 50 Textabbildungen und 1 Karte. (124 S.) 1925 Geheftet 13.50
- 13: **Die Gliederung und absolute Zeitrechnung des Eiszeitalters** von Dr. W. Soergel. Mit 3 Tafeln und 7 Abb. (128 S.) 1925 Geheftet 8.25
- 14: **Laterit. Material und Versuch erdgeschichtlicher Auswertung** von Dr. Hermann Harrassowitz in Gießen. Unter der Presse
- 15: **Geologie von Sibirien** von W. A. Obrutschew. Mit 1 Karte, 10 Tafeln und 60 Figuren im Text. (XII u. 572 S.) 1926 Geheftet 37.50
- 16: **Der Zusammenhang von Flußlauf und Tektonik dargestellt an den Flüssen SW-Deutschlands** von Prof. Dr. W. Deecke. Mit 10 Textfiguren u. 2 Taf. Unter der Presse
- 17: **Die Deckentheorie in den Alpen (alpine Tektonik 1905—1925)** von Professor Dr. Fr. Heritsch. Unter der Presse

549.02 N68 V02



a39001



0070251

549 02 N68 V02
NIGGLI P LEHRBUCH

DER MINERALOGIE

INSERT BOOK
MASTER CARD
FACE UP IN
FRONT SLOT
OF S.R. PUNCH

MASTER CARD

GLOBE 901144-0



UNIVERSITY OF ARIZONA
LIBRARY

549.02
N68
V02

15

